

GB
2601.7
R42CG
2007

Département de géomatique appliquée
Faculté des lettres et sciences humaines
Université de Sherbrooke

Évaluation de modèles de régression linéaire pour la cartographie de l'équivalent en eau de la
neige dans la province de Québec avec le capteur micro-ondes passives AMSR-E

Par Félix Comtois-Boutet

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de
Maître ès sciences (M. Sc.) en géographie, cheminement télédétection

Janvier 2007

© Félix Comtois-Boutet, 2007

1-2270



Composition du jury

Évaluation de modèles de régression linéaire pour la cartographie de l'équivalent en eau de la neige dans la province de Québec avec le capteur micro-ondes passives AMSR-E

Par Félix Comtois-Boutet

Ce mémoire a été évalué par un jury composé des personnes suivantes:

Dr. Alain Royer, directeur de recherche

Département de géomatique appliquée, faculté des lettres et sciences humaines

Université de Sherbrooke

Dr. Kalifa Goïta, codirecteur de recherche

Département de géomatique appliquée, faculté des lettres et sciences humaines

Université de Sherbrooke

Dr. Monique Bernier, examinatrice externe

INRS-Eau

Dr. Danielle DeSève, examinatrice interne

Institut de recherche d'Hydro-Québec

Résumé : La mesure de l'équivalent en eau de la neige (EEN) sur le terrain permet de prédire la quantité d'eau libérée par la fonte de la neige. La télédétection dans les micro-ondes passives offre le potentiel d'estimer l'EEN et peut compléter ces observations de façon synoptique pour l'ensemble du territoire. Un produit de cartographie de l'EEN couvrant l'ensemble du globe a été élaboré par le NSIDC basé sur le capteur AMSR-E. Cet instrument, lancé en 2002, a une résolution améliorée par rapport aux capteurs antérieurs. L'estimation de l'EEN se base sur la différence entre un canal peu affecté (19 GHz) et un canal affecté (37 GHz) par la diffusion de volume de la neige. La précision de ce produit a été évaluée pour la province de Québec à l'hiver 2003 et à l'hiver 2004 qui ont un EEN moyen de 170 mm. Des sous-estimations importantes ont été révélées et une certaine difficulté à détecter la présence de neige. Des modèles régionaux de régressions linéaires ont été développés pour le Québec. Des corrections pour la fraction d'eau et de forêt ont été appliquées à la combinaison $T_{19V-37V}$ et ont permis d'améliorer les résultats. Ces corrections sont basées sur la température de l'air du modèle GEM. Les meilleurs résultats sont pour la classe de neige taïga à l'hiver 2003 avec une erreur relative de 24 % tandis que l'erreur relative est d'environ 40 % pour la région maritime. Les erreurs élevées dans la classe taïga ont été attribuées à des couverts de neige plus épais que la capacité de pénétration des micro-ondes tandis que les erreurs de la classe maritime a des fractions forêt élevées et à la neige mouillée. La présence d'importante quantité de neige et la forêt dense de la province de Québec compliquent l'estimation de l'EEN au Québec avec un modèle de régression.

Mots-clés : AMSR-E, GEM, télédétection en micro-ondes passives, équivalent en eau de la neige, produit de cartographie de l'équivalent en eau de la neige du NSIDC, province de Québec, modèle de régression linéaire.

Abstract : Snow water equivalent (SWE) measurements in the field allow estimation of the quantity of released water from the melting of snow. This is useful to predict the water reserve available for production of hydro-electricity. Remote sensing with microwave can estimate SWE and complement those observations synoptically for whole territories. A SWE mapping products was developed by NSIDC based on the AMSR-E sensor launched in 2002 with an improved resolution compared to previous sensors. SWE estimation is based on difference between a channel weakly affected (19 GHz) and a channel strongly affected by volume scattering. The precision of this product was evaluated for the province of Quebec in winter 2003 and winter 2004 with a mean SWE of 170 mm. Important underestimation and some difficulty of detecting the snow was revealed. Regional linear regression models were developed for the province of Quebec. Corrections for forest and water fraction were applied on $T_{19V-37V}$ combination and permit to improve the results. Those corrections were based on air temperature from the GEM model. Best results were found for taiga snow class in winter 2003 with a relative error of 28% and approximately 40% for maritime snow class. High errors in the taiga region were attributed to snow depth higher than the penetration depth of the microwave and errors in the maritime region to high forest density and wet snow. The important snow amount and high density forest of the province of Quebec hampers the estimation of SWE with a regression model.

Keywords: AMSR-E, microwave remote sensing, snow water equivalent, NSIDC snow mapping algorithm, province of Quebec, linear regression models.

Remerciements

Je tiens à remercier mon directeur Alain Royer et mon codirecteur Kalifa Goïta, tous deux professeurs à l'Université de Sherbrooke et chercheurs au CARTEL (Centre d'applications et de recherche en télédétection) qui m'ont accordé leurs confiances dans la réalisation de ma maîtrise. Je dois aussi remercier François Vachon, étudiant au doctorat de notre département, pour ses conseils en programmation et Mickaël Pardé, post-doc au Cartel de 2003 à 2006, pour ses judicieux commentaires.

Cette recherche a été rendue possible grâce au financement de *Cryosphere System in Canada* (CRYSYS), un programme canadien d'étude de la cryosphère dans le cadre du projet *Earth Observation System* de la NASA. Ce programme qui a pris fin en 2006 était hébergé par le Service Météorologique Canadien d'Environnement Canada et financé en partie par l'Agence Spatiale Canadienne. Il faut aussi remercier le Conseil de recherche en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG) et la Fondation Canadienne pour les Sciences du Climat et de l'Atmosphère (FCSCA).

Je tiens aussi à remercier ceux qui ont collaboré à cette étude notamment Hydro-Québec et le Ministère du développement durable, environnement et parcs pour avoir fourni les données terrains. Je remercie aussi le *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC) qui ont fourni les données satellitaires et toutes les informations sur leurs produits.

Finalement, je dois remercier mes parents qui m'ont supporté et encouragé pendant ma maîtrise.

Glossaire

AMSR-E: *Advanced Microwave Sensor Radiometer - Earth Observation System*

CRYSYS: *Cryosphere System in Canada*

EEN: Équivalent en eau de la neige

EOS : *Earth Observation System*

NASA : *National Aeronautics and Space Administration*

NSIDC: *National Snow and Ice Data Center*

Radiations : Ondes électromagnétiques (synonyme : rayonnement)

SSM/I: *Special Sensor Microwave / Imager*

T_{11V}: Température de brillance à 10.7 GHz en polarisation verticale

T_{11H}: Température de brillance à 10.7 GHz en polarisation horizontale

T_{19V}: Température de brillance à 18.7 GHz en polarisation verticale

T_{19H}: Température de brillance à 18.7 GHz en polarisation horizontale

T_{37V}: Température de brillance de polarisation, T_{11V}- T_{11H}

T_{19V-19H}: Différence de polarisation, T_{19V}- T_{19H}

T_{37V-37H}: Différence de polarisation, T_{37V}- T_{37H}

T_{11V-19V}: Combinaison de température de brillance, T_{11V}-T_{19V}

T_{11H-19H}: Combinaison de température de brillance, T_{11H}-T_{19H}

T_{11V-19H}: Combinaison de température de brillance, T_{11V}-T_{19H}

T_{11V-37V}: Combinaison de température de brillance, T_{11V}-T_{37V}

T_{11H-37H}: Combinaison de température de brillance, T_{11H}-T_{37H}

T_{11V-37H}: Combinaison de température de brillance, T_{11V}-T_{37H}

T_{19V-37V}: Combinaison de température de brillance, T_{19V}-T_{37V}

T_{19H-37H}: Combinaison de température de brillance, T_{19H}-T_{37H}

T_{19V-37H}: Combinaison de température de brillance, T_{19V}-T_{37H}



Table des matières

Liste des figures.....	iii
Liste des tableaux	iv
1. Introduction	1
1.1. Objectifs et hypothèses.....	3
1.2. Délimitation et limite de l'étude.....	4
2. Cadre théorique	7
2.1. Techniques de collecte de données sur le terrain de l'équivalent en eau de la neige	7
2.2. Télédétection de l'équivalent en eau de la neige	9
2.2.1.1 Rappel sur les micro-ondes passives	10
2.2.2.2 Télédétection avec les micro-ondes passives	13
2.2.3. Télédétection aéroportée avec rayons gamma.....	15
2.2.4. Télédétection radar	15
2.2.5. Télédétection micro-ondes passives combinée avec modèles de régression linéaire	16
2.2.6. Télédétection micro-ondes passives combinée avec modèles physiques.....	22
2.2.7. Télédétection micro-ondes passives combinée avec réseaux de neurones.....	23
3. Cadre expérimental.....	25
3.1. Description du site d'étude	25
3.2. Description des données	25
3.2.1. Carte de classification de la neige	26
3.2.2. Carte de couverture du sol pour l'Amérique du Nord	27
3.2.3. Données terrains	29
3.2.4. Température de l'air	31
3.2.5. Image de température de brillance	32
3.2.6. Produit de cartographie de l'équivalent en eau de la neige du NSIDC	35
3.3. Incertitude liée aux données	37
4. Méthodologie.....	39

4.1.	Projection des données	39
4.2.	Évaluation de la détection de la neige du produit de cartographie de l'EEN du NSIDC	41
4.3.	Évaluation de l'erreur du produit de cartographie de l'EEN du NSIDC	41
4.4.	Analyse des matrices de corrélation	42
4.5.	Modification des modèles de régression linéaire pour estimer l'EEN.....	43
4.6.	Développement de modèles de régression linéaire	44
5.	Présentation des résultats.....	47
5.1.	Évaluation de la détection de la neige du produit de cartographie de l'EEN du NSIDC	47
5.2.	Évaluation de l'erreur du produit de cartographie de l'EEN du NSIDC	51
5.3.	Analyse des matrices de corrélation	55
5.4.	Modification des modèles de régression linéaire pour estimer l'EEN.....	60
5.5.	Développement de modèles de régression linéaire	66
5.5.1.	Modèles pour la région maritime	66
5.5.2.	Modèles pour la région taïga	68
5.5.3.	Ajustement des modèles par mois	69
5.5.4.	Modèle pour l'ensemble du territoire.....	71
5.5.5.	Analyse des résidus	72
6.	Interprétation des résultats.....	77
7.	Discussion des résultats.....	83
8.	Conclusion.....	87
9.	Références	91
	Annexe 1: Code pour la projection EASE-Grid	102
	Annexe 2: Code de l'algorithme global de cartographie de l'équivalent en eau de la neige du NSIDC pour calculer l'EEN.....	103
	Annexe 3: Statistiques descriptives des mesures terrains	105
	Annexe 4: Température de l'air.....	105
	Annexe 5: Article soumis à la 14 ^e rencontre de l'AQT.....	106

Liste des figures

1.	Satellite AQUA avec le capteur AMSR-E	3
2.	Nivomètre Nipher	7
3.	Coussin à neige	8
4.	Carottier pour mesurer l'équivalent en eau de la neige	8
5.	Carte de l'équivalent en eau de la neige dans les prairies	18
6.	Couverture du sol et sites de mesures de la zone d'étude	25
7.	Classes de neige pour la province de Québec	26
8.	Distribution de l'EEN à l'hiver 2003 et 2004	30
9.	Distribution de la hauteur de neige à l'hiver 2003 et 2004	30
10.	Distribution de la densité de neige à l'hiver 2003 et 2004	30
11.	Température de l'air en 2003	31
12.	Température de l'air en 2004	31
13.	Image de température de brillance	32
14.	Température de brillance mensuelle des deux hivers pour la région maritime et taïga	33
15.	Comparaison des températures de brillances et des températures de l'air à l'hiver 2003	33
16.	Produit NSIDC de cartographie de l'équivalent en eau de la neige	35
17.	Organigramme de l'algorithme du produit d'EEN du NSIDC	36
18.	Organigramme méthodologique	39
19.	Erreur de détection de la neige par mois	49
20.	T_{37H} en fonction de la température de l'air	50
21.	$T_{19H-37H}$ en fonction de la température de l'air	50
22.	EEN estimé en fonction de l'EEN terrain du produit NSIDC journalier	52
23.	Densité en fonction du jour julien	59
24.	Comparaison de la fraction de forêt originale et modifiée	61
25.	Corrélation pour différents seuils de température	64
26.	Température de brillance en fonction de l'EEN	65
27.	EEN prédit par le modèle maritime en 2003 en fonction de l'EEN sur le terrain ..	68

28.	EEN prédit par le modèle maritime en 2004 en fonction de l'EEN sur le terrain..	68
29.	EEN prédit par le modèle taïga en 2003 en fonction de l'EEN sur le terrain	69
30.	EEN prédit par le modèle taïga en 2004 en fonction de l'EEN sur le terrain	69
31.	EEN prédit par le modèle en 2004 en fonction de l'EEN sur le terrain	72
32.	EEN prédit par le modèle pour l'ensemble des observations en fonction de l'EEN sur le terrain.....	72
33.	EEN prédit par le modèle pour l'ensemble des observations en fonction de l'EEN sur le terrain	73
34.	Carte des résidus pour l'hiver 2003	75
35.	Carte des résidus pour l'hiver 2004	75

Liste des tableaux

1.	Nombres d'observations dans les différentes classes de neige	27
2.	Classes de couverture du sol, couvert forestier et proportion dans le site d'étude	28
3.	Caractéristique du couvert nival selon la région et l'année.....	29
4.	Caractéristiques du capteur AMSR-E	32
5.	Statistiques descriptives des températures de brillances et de leurs combinaisons	34
6.	Classe du produit NSIDC	35
7.	Matrice d'erreur du produit d'EEN NSIDC journalier	48
8.	Matrice d'erreur du produit d'EEN NSIDC aux cinq jours	48
9.	Matrice d'erreur du produit d'EEN NSIDC mensuel.....	49
10.	Caractéristiques du produit d'EEN NSIDC journalier par mois	51
11.	Corrélation entre les résidus et les différentes variables non incluses dans le modèle NSIDC	53
12.	Caractéristiques du produit EEN NSIDC aux cinq jours par mois	54
13.	Caractéristiques du produit d'EEN NSIDC mensuel par mois	55
14.	Matrice de corrélation des variables de l'étude pour l'ensemble de la zone	56
15.	Matrice de corrélation des températures de brillances et de leurs combinaisons...	59

16.	Corrélation de l'EEN avec les températures de brillances et leurs combinaisons .	61
17.	Corrélation des modèles avec l'EEN pour différents hivers et régions	63
18.	Corrélations des modèles régionaux pour différent sous-ensemble d'EEN	65
19.	Statistiques descriptives des groupes d'entraînement et de validation.....	66
20.	Modèles développés pour la région maritime	67
21.	Modèles développés pour la région taïga	68
22.	Ajustement mensuel des modèles.....	70
23.	Résultats pour l'ensemble du territoire et pour les deux hivers	71
24.	Corrélation des résidus des modèles avec différentes variables.....	72
25.	Corrélation de l'EEN avec les autres variables.....	74



1. Introduction

Cette étude a été rendue possible grâce à CRYSYS (*Cryospheric System in Canada*), un programme d'étude canadien de la cryosphère réalisée dans le cadre du programme EOS (*Earth Observation System*) de la NASA. Les principaux objectifs de CRYSYS sont d'améliorer les mesures et la surveillance par satellite des variables cryosphériques, de contribuer au développement de modèles pour mieux comprendre le rôle de la cryosphère dans le climat et d'analyser et rassembler les séries historiques de données cryosphériques (CRYSYS, 2006). Cette étude s'inscrit principalement au niveau du premier objectif de CRYSYS et s'intéresse à la mesure du volume de neige dans la province de Québec par télédétection. L'estimation de cette quantité sert entre autres à prédire les écoulements printaniers liés à la fonte du couvert nival. Ces écoulements approvisionnent la population en eau potable, alimentent les réservoirs hydroélectriques, irriguent les cultures et peuvent être responsable d'inondations (McKay et Adams, 1981; Steppuhn, 1981; CRYSYS, 2006).

La couverture de neige a aussi un puissant impact sur le climat à l'échelle du globe. Par exemple, la neige fraîchement tombée reflète entre 75 % et 95 % du rayonnement solaire alors que l'albédo de la plupart des autres surfaces naturelles varie entre 5 % et 30 %. Cela a un impact important sur le climat et l'échange d'énergie entre le sol et l'atmosphère (Berry, 1981). La diminution de l'étendue de la couverture de neige au printemps, et par conséquent de l'albédo, occasionne une hausse de la température locale qui contribue à son tour à une accélération de la fonte. C'est ce que l'on appelle un mécanisme de rétroaction climatique positif (Groisman et al., 1994).

Des études ont constaté une réduction annuelle de la hauteur de neige ainsi que l'arrivée plus précoce du printemps au Canada au cours des années soixante-dix (Brown et Braaten, 1998). De plus, les modèles climatiques prévoient des réchauffements plus importants dans les hautes latitudes où la majorité de la cryosphère est située. De larges parties de la cryosphère se trouvent à une température près du point de fonte et la couverture de neige est donc hautement sensible aux changements climatiques globaux et régionaux (Goodison et Walker, 1994). Les effets sur l'économie et les écosystèmes de ces changements climatiques peuvent être particulièrement importants au Canada où il y a plusieurs mois de couverture de neige, une grande partie du

territoire recouvert de pergélisols et de nombreuses voies de navigation affectées par la glace (CRYSYS, 2006).

Une des recommandations énoncées par le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) est de stopper le déclin des stations d'observation à travers le monde pour être en mesure de détecter les changements climatiques (IPCC, 2001). Au Canada, la tendance inverse est observée. Il y a eu l'arrêt d'un programme national de collectes et de publications de données vers le milieu des années quatre-vingt et une diminution de 20 % à 30 % des stations d'observation dans les années quatre-vingt-dix. Pour les stations ayant de longues séries d'observations, soit depuis 1955, la réduction atteint jusqu'à 50 %. Cela limite l'étude à long terme de la variabilité du climat (Brown et O'Neill, 2002). L'inaccessibilité de certaines régions d'intérêts, le coût d'entretien et le nombre limité de stations d'observation rendent difficiles la planification et la gestion des ressources en eau liée à la neige (Goodison et al., 1981). La télédétection permet d'estimer certains paramètres liés à la neige et ainsi, pallier à ces lacunes d'observation sur le terrain en fournissant des données synoptiques couvrant l'ensemble du globe (Chang et al., 1987). Ces observations sont essentielles afin d'améliorer les connaissances sur la cryosphère et pour valider les modèles climatiques régionaux.

La télédétection à l'aide des micro-ondes offre l'avantage de pénétrer à travers le couvert de neige ce qui permet l'estimation de ce volume de neige, aussi appelé équivalent en eau de la neige (EEN). Cette quantité est définie comme la hauteur d'eau résultant de la fonte de la neige dans une colonne (Ulaby, 1980). Outre la pénétration dans le couvert de neige, les micro-ondes ont aussi l'avantage d'être indépendantes de l'éclairement solaire et d'être peu affectées par la présence de couverture nuageuse (Ulaby et al., 1981). Une méthode couramment utilisée pour estimer l'EEN est basée sur sa corrélation avec une combinaison de canaux, la différence entre un canal à haute fréquence et un canal à basse fréquence (Hallikainen et Jolma, 1992). Le principe physique sous-jacent est que le rayonnement émis par le sol à une fréquence de 37 GHz est fortement diffusé par le couvert de neige par rapport au rayonnement du sol émis à une fréquence de 19 GHz, la différence entre les deux canaux est donc liée au volume de neige (Chang et al., 1987). Cette méthode est utilisée opérationnellement dans les prairies canadiennes pour faire la cartographie de l'équivalent en eau de la neige avec le capteur SSM/I. Il a été démontré que cette

méthode obtenait de moins bons résultats pour le Québec avec des sous-estimations importantes de l'EEN. Cette erreur, dans la forêt boréale, est attribuée à la présence de végétation et à la variation de la taille des grains de neige (Foster et al., 1991, Chang et al., 1997). Pour que les données de télédétection puissent être intégrées aux modèles hydrologiques régionaux et aux modèles de circulation générale (MCG), il est nécessaire d'avoir une erreur inférieure à 20 % (Chang et Rango, 2000).

Un produit de cartographie de l'équivalent en eau de la neige couvrant l'ensemble du globe est fourni par le NSIDC basé sur ce type de relation. Ce produit utilise le capteur AMSR-E monté sur

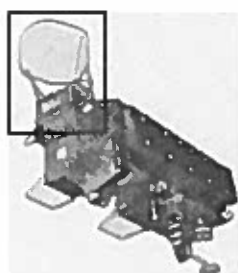


Figure 1: Satellite AQUA avec le capteur AMSR-E

le satellite AQUA lancé en 2002 dans le cadre de la mission NASA-EOS (voir figure 1). Ce nouveau capteur bénéficie d'une résolution environ deux fois plus petite que celle du capteur SSM/I. De plus, il possède deux nouvelles fréquences qui n'étaient pas disponibles avec le capteur SSM/I, soit 6.9 et 10.7 GHz qui seront évalués pour l'estimation de l'EEN (Global Hydrology and Climate Center, 2006; Physical Oceanography DAAC).

Des études récentes utilisent des modèles plus complexes. Les réseaux de neurones permettent de représenter des phénomènes non linéaires et peuvent être appliqués à l'estimation de l'EEN (Tedesco et al., 2004; Chang et Tsang, 1992). D'autres approches utilisent des modèles d'émission physique du couvert de neige qui permettent de simuler les températures de brillance au capteur, comme le modèle HUT (Pulliainen et al., 1999). À l'aide des températures de brillance réelles du capteur, il est possible d'inverser le modèle afin d'obtenir certains paramètres du modèle, par exemple l'EEN (Pulliainen et al., 2006; Roy, 2003). Cette approche est prometteuse et elle permet d'augmenter la connaissance sur les phénomènes physiques sous-jacents.

1.1. Objectifs et hypothèses

L'objectif principal de cette étude est d'évaluer le produit de cartographie de l'EEN du NSIDC qui couvre l'ensemble du globe avec des données terrains sur le territoire du Québec. Le

deuxième objectif est de développer un modèle de régression linéaire régional et de vérifier si l'apport d'autres variables, comme d'autres combinaisons de bandes et une couverture de sol de plus haute résolution, peut améliorer la précision de ce type de modèle. Le troisième objectif est d'identifier les causes d'erreurs ainsi que de cerner les périodes et régions qui sont les plus appropriées pour l'estimation de l'EEN dans la province de Québec.

En liens avec ces trois objectifs, trois hypothèses sont élaborées. La première hypothèse est que le produit du NSIDC ne peut être appliqué au Québec. Ce modèle a déjà été testé au Québec avec les données du capteur SSM/I et des erreurs importantes avaient été attribuées aux grandes quantités de neige et à la présence de la forêt boréale. La deuxième hypothèse est qu'il est possible d'utiliser un modèle de régression linéaire au Québec avec une précision suffisante en ajustant régionalement les paramètres. De plus, cette étude bénéficiera de la résolution améliorée du capteur AMSR-E. Un algorithme pour la cartographie de l'EEN de la région de taïga au Québec a été développé avec succès pour les données du capteur SSM/I (De Sève, 1999). Cette étude propose de développer un modèle similaire pour la région taïga et aussi pour la région plus au sud en utilisant une carte de classification de la neige. Il a été montré que ce type de modèle fonctionnait bien dans les prairies et moins en régions forestières. La troisième hypothèse est que la précision de ce type de modèle varie au cours de l'hiver. En effet, au cours de l'hiver l'accumulation de la neige peut dépasser la profondeur de pénétration des fréquences du capteur. À cela s'ajoutent la complexification de la stratification du couvert de neige et la présence de neige mouillée lors de la fonte de la neige qui rend le capteur insensible à l'EEN (Derksen et al., 2005).

1.2. Délimitation et limite de l'étude

Le produit de cartographie de l'EEN du NSIDC couvre l'ensemble du globe. Par contre, les modèles développés dans cette étude sont régionaux et leurs applications sont limitées à cette zone. Une autre restriction a été d'obtenir des données terrains qui coïncidaient avec le produit de cartographie de l'EEN du NSIDC basé sur un nouveau capteur. Seulement deux hivers (2002-2003 et 2003-2004) sont évalués et on ne peut penser couvrir toutes les conditions possibles de neige ni être certain que ces conditions correspondent aux hivers moyens. Le produit évalué a

subi des changements importants à partir de 2005 mais les données que l'on a obtenues pour cette étude ne correspondaient pas à la couverture temporelle de la nouvelle version (Kelly et al., 2003). L'ancienne version de ce modèle est utilisée depuis longtemps et l'est encore aujourd'hui dans certaines régions, ainsi son évaluation peut être comparée avec d'autres études.



2. Cadre théorique

Cette partie résume brièvement les études antérieures sur la mesure de l'EEN sur le terrain et par télédétection. L'emphase est mise sur les modèles empiriques combinés avec la télédétection dans les micro-ondes passives. Les caractéristiques de la télédétection de la neige avec les micro-ondes passives sont aussi présentées.

Tout d'abord, il est utile de présenter la définition formelle de l'EEN. C'est une mesure couramment utilisée en hydrologie et elle est le produit de la densité et de la hauteur de la neige:

$$\text{EEN}_{(\text{cm})} = \rho h \quad (2.1)$$

où ρ est la densité ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)

h est la hauteur (cm)

Cette quantité représente la hauteur d'eau en centimètres dans une colonne du couvert nival ayant une base d'un cm^2 , comme un gramme d'eau occupe un cm^3 , l'unité de l'EEN est une hauteur (Ulaby et al., 1980).

2.1. Techniques de collectes de données sur le terrain de l'équivalent en eau de la neige

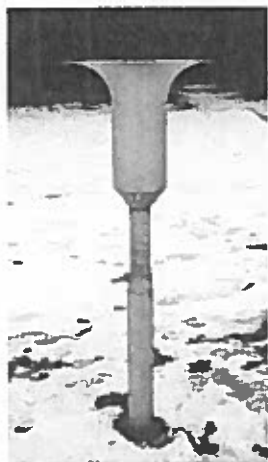


Figure 2:
Nivomètre Nipher

À travers le Canada, il existe un réseau de stations météo qui donne quotidiennement la hauteur de neige. Elle est mesurée à plusieurs endroits avec une règle graduée et la moyenne de ces mesures est utilisée. La neige fraîchement tombée est considérée comme ayant une densité d'environ $100 \text{ kg} / \text{m}^3$; cette approximation permet l'estimation de l'EEN (Goodison et al., 1981). En réalité, la densité des précipitations de neige dépend des régions et elle varie avec le temps. Des nivomètres (figure 2) sont aussi utilisés pour collecter les précipitations de neige. La neige tombe dans une solution antigel qui la fait fondre et le poids est enregistré automatiquement. Une certaine erreur est liée à l'évaporation dans le nivomètre mais l'erreur la

plus importante est liée au vent et occasionne une sous-estimation avec l'augmentation de la vitesse du vent (Goodison et al., 1981). Les stations météo sont souvent réparties inégalement sur le territoire, concentrées dans les zones peuplées au sud du pays et à basse altitude. De plus, ces stations sont souvent situées dans des aires ouvertes ou des aéroports qui ne sont pas nécessairement représentatifs du terrain environnant (Brown et Braaten, 1998).

D'autres instruments permettent d'obtenir des mesures ponctuelles de l'EEN de façon automatique. Le coussin à neige (figure 3) est un matelas rempli de liquide antigel où est mesurée



Figure 3: Coussin à neige

la pression sur le fluide occasionnée par le poids de la neige. Un des désavantages de ce type d'instrument est que la formation de couche de glace dans le couvert nival entraîne la sous-estimation de l'EEN. D'autres types d'instruments de mesure automatisés utilisent une source de radio-isotope localisée sous le couvert nival avec un capteur à la surface, ce qui permet de mesurer l'atténuation du signal par la neige. Ces instruments peuvent produire des profils de densité et d'EEN dans le couvert de neige (Bland et al., 1997; Goodison et al., 1981). Par contre, la présence de tube dans le couvert nival perturbe

les mécanismes d'accumulation de neige et de fonte dans le couvert. Un instrument de mesure similaire utilise le rayonnement gamma naturel émis par les surfaces qui est atténué par le couvert de neige. Cette dernière technique est aussi utilisée pour faire des mesures aéroportées et est décrite plus en détail dans la section suivante.

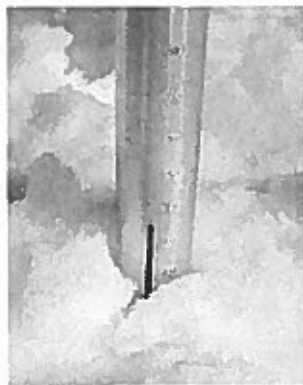


Figure 4 : Carottier pour mesurer l'EEN

Au Québec, le Ministère des ressources naturelles ainsi que des sociétés comme Hydro-Québec et Alcan recueillent leurs propres données comprenant en plus de la hauteur de neige, la densité et l'EEN. La cueillette de ces données se fait le long de lignes de neige. La procédure du Ministère des ressources naturelles (MRN) stipule que le relevé soit fait sur environ 300 mètres et que l'EEN soit mesuré à tous les trente mètres. Lors des relevés, un tube, appelé carottier, est enfoncé dans la neige jusqu'au sol et la hauteur de neige est lue avant qu'il soit retiré (figure 4). Le tube est pesé sur place avec une balance qui donne

directement la mesure en EEN. Pour obtenir la densité, il suffit de diviser l'EEN par la hauteur de neige. Le site choisi pour faire le relevé de neige doit être à l'abri du vent, habituellement dans la forêt. Ces relevés sont effectués au début et au milieu du mois, de mi-janvier à mi-avril (Ministère des Ressources naturelles, 2001). La précision du carottier varie selon les utilisateurs et diminue en présence de neige mouillée. Le carottier utilisé par le MRN est une version modifiée du Mount Rose, aussi appelé Federal. Selon des études recensées dans le Handbook of Snow (Goodison et al., 1981), l'erreur de ce type de carottier est d'environ 10 %. La balance donne une mesure avec une précision de l'ordre du centimètre. On doit ajouter à cela une incertitude de la moitié de la plus petite division, soit un demi-centimètre (Geo Scientific Ltd, 2006).

Il est aussi possible de creuser des puits de neige afin d'obtenir davantage d'information sur la stratification du couvert nival, comme la densité, la température, la taille des grains et la présence de couche de glace. On peut alors prélever des échantillons sur les parois de puits de neige dans un contenant ayant un volume connu afin de mesurer la densité des diverses strates (Woo M., 1997; Goodison et al., 1981). La densité étant le poids divisé par le volume, la moyenne de ces mesures donne la densité moyenne de la neige. Ce qui permet aussi de retrouver l'EEN avec la somme des produits de la hauteur et de la densité de chaque couche.

2.2. Télédétection de l'équivalent en eau de la neige

Dans cette partie, les différentes méthodes de télédétection de l'EEN sont présentées. Nous présentons au préalable une brève définition de la télédétection et des notions qui s'y rattachent. La télédétection peut être définie comme l'acquisition à distance de mesures du rayonnement électromagnétique, aussi appelé radiation ou ondes électromagnétiques, appliquée à l'observation de l'atmosphère et de la surface (Bonn et Rochon, 1992). La télédétection permet d'acquérir de l'information de façon synoptique et pour l'ensemble du globe. Elle permet aussi d'acquérir des données dans les régions plus difficiles d'accès comme en montagne ou dans les hautes latitudes. La télédétection représente donc un avantage par rapport à la collecte de données sur le terrain qui est plus coûteuse en temps et en argent.

Les capteurs satellites et aéroportés couvrent une grande partie du spectre électromagnétique; le spectre étant l'étendue des ondes ou fréquences possibles, allant des rayonnements hautement énergétiques comme les rayons gamma jusqu'au micro-ondes, en passant par le visible, le proche infrarouge et l'infrarouge thermique. Il est important de mentionner qu'en télédétection, on distingue deux types de capteurs : passif et actif. Les capteurs passifs détectent le rayonnement émis naturellement dans la nature tandis que les systèmes actifs émettent leurs propres rayonnements et captent le rayonnement retourné. Les systèmes actifs comprennent entre autres le radar et le lidar (acronymes pour radio/light detection and ranging system) (Rees, 2001). Les systèmes passifs peuvent aussi être subdivisé entre ceux qui détectent les radiations solaires réfléchies par la Terre, comme les capteurs dans le visible (0.4 à 0.7 μm) et proche infrarouge (0.7 à 3 μm), et les capteurs qui détectent les radiations émises par les surfaces terrestres, principalement dans l'infrarouge thermique (3 à 15 μm) mais aussi mesurable en plus petite quantité dans les micro-ondes aussi appelés hyperfréquences (3 à 100 mm ou de façon équivalente à une fréquence de 3 à 100 GHz) (Centre Canadien de télédétection, 2006).

2.2.1. Rappels sur les micro-ondes passives

Les surfaces caractéristiques de la Terre émettent de petites mais néanmoins détectables quantités de radiations dans les micro-ondes. Ces radiations sont exprimées en températures de brillance (T_B), soit la température d'un corps noir qui émet une radiation équivalente à celle mesurée au capteur. Un corps noir étant un corps qui absorbe et réémet totalement les radiations incidentes. Pour les températures caractéristiques retrouvées à la surface de la Terre, il est possible d'utiliser l'approximation de Rayleigh-Jeans avec les micro-ondes. Cela permet d'exprimer la température de brillance par une fonction linéaire de la température, soit la température physique du corps multiplié par son émissivité. Les matériaux terrestres ne se comportent généralement pas comme des corps noirs mais ont plutôt une émissivité variant entre 0 à 1. Cette émissivité peut aussi varier pour la même surface selon la fréquence et la polarisation considérée (Rees, 2001). La température de brillance dans le pixel est donc une combinaison de l'émissivité des différentes surfaces dans le pixel à la polarisation et à la fréquence considérée et de leurs températures.

Deux phénomènes déterminent l'émissivité dans les micro-ondes: la diffusion de surface et de volume. La diffusion est la réflexion, ou dispersion, des micro-ondes à l'interface entre deux milieux, due à la différence entre la conductivité des deux matériaux et à l'angle du rayonnement avec la normale de la surface. La réflexion et l'émissivité sont étroitement liées; une surface parfaitement réfléchissante aura une émissivité nulle et vice-versa (Rees, 2001). On parle de diffusion de surface lorsque les micro-ondes passent d'un milieu homogène à un autre, par exemple du sol à un couvert de neige ou du couvert de neige à l'air libre. La rugosité de la surface a un effet sur la géométrie de l'interface et son augmentation résulte en l'augmentation de l'émissivité.

Une surface est considérée rugueuse lorsque les irrégularités à la surface sont plus grandes ou de l'ordre de la longueur d'ondes considérées (Ulaby et al., 1981). L'émissivité dépend non seulement des propriétés de la surface mais aussi de celles du volume car le rayonnement pénètre jusqu'à une certaine épaisseur la neige, la végétation et le sol. Si ces matériaux comportent des discontinuités, par exemple, le couvert de neige où les grains de neige sont séparés par des poches d'air, il y a réflexions multiples que l'on appelle diffusion de volume. Ce type de diffusion résulte en une moins grande quantité de micro-ondes émises dans une direction donnée, dans notre cas, celle du capteur (Rees, 2001). La diffusion de volume se produit lorsque la longueur d'onde se rapproche de la taille des discontinuités dans le matériel, la taille des grains dans le cas du couvert de neige (Ulaby et al., 1981). Il faut aussi mentionner le phénomène d'absorption qui résulte aussi en une baisse d'émissivité dans la direction du capteur. La température de brillance est donc dépendante à la fois de la géométrie et des propriétés diélectriques de la surface mais aussi de celle du volume considéré.

La polarisation est un paramètre important en micro-ondes passives. Elle est définie par rapport au plan d'incidence, formé par la direction de propagation et la normale à la surface. Lorsque la composante électrique est contenue dans ce plan, la polarisation est dite verticale, tandis que la polarisation horizontale est perpendiculaire à ce plan. La température de brillance en polarisation verticale est généralement supérieure à celle dans la polarisation horizontale due au fait que l'angle du capteur AMSR-E est d'environ 55° , près de l'angle de Brewster où l'émission en polarisation verticale est totale (Rott et Nagler, 1994).

La température de brillance au capteur dépend non seulement des caractéristiques des surfaces visées mais est aussi influencée par l'atmosphère et le rayonnement cosmique, on parle donc de température apparente (T_{app}).

$$T_{app} = \epsilon T_s \gamma_a + T_{Up} + (1-\epsilon) \gamma_a T_{Dn} + (1-\epsilon) \gamma_a^2 T_{cos} \quad (2.2)$$

où ϵ et $(1-\epsilon)$ sont respectivement l'émissivité et la réflexion, T_s est la température de la surface, γ_a est la transmittance de l'atmosphère, T_{Up} est le rayonnement ascendant de l'atmosphère, T_{Dn} est le rayonnement descendant de l'atmosphère et T_{cos} est le rayonnement cosmique atténué lors de son passage dans l'atmosphère. Ce dernier terme inclut le bruit cosmique qui est constant et indépendant de la fréquence (2.7 K), le rayonnement de la galaxie et du soleil qui est habituellement négligé pour des fréquences supérieures à 5 et 10 GHz respectivement (Ulaby, 1981).

En pratique, on néglige les effets atmosphériques de l'atmosphère. En fait, les nuages contribuent à la température de brillance pour les fréquences supérieures à 15 GHz. Mais l'effet des nuages commence à être important surtout pour les fréquences supérieures à 30 GHz due à la taille des gouttelettes d'eau en suspension dans le nuage qui se rapproche de la longueur d'onde à ces fréquences. L'effet de la pluie est plus important, il est négligeable seulement pour les fréquences inférieures à 7.5 GHz, mais commence à être important à partir de 15 GHz car les gouttelettes de pluies sont plus petites que celles des nuages. En hiver, la pluie peut être négligée, de toute façon, la présence de pluie empêcherait la mesure de l'EEN due à l'humidité de la neige (Ulaby et al., 1981). Dans le cadre de cette étude, les canaux à 6.9, 23 et 89 GHz de AMSR-E ne seront pas utilisés dus aux effets atmosphériques et à des interférences d'origines humaines. Le canal à 89 GHz est particulièrement affecté par l'atmosphère et cette contamination est très variable. Ce canal devrait être utilisé seulement en complément des autres (Matzler, 1994a). Le canal à 23 GHz correspond à une bande d'absorption de la vapeur d'eau et sert surtout à étudier l'atmosphère (Rees, 2001). Le canal 6.9 GHz présente moins d'intérêt pour la télédétection de l'EEN, de plus des interférences dues aux fréquences radio ont été mises en évidence pour ce canal. Par contre, cet effet est moins marqué au Canada qu'aux États-Unis où la concentration de population est plus élevée (Li et al, 2004).

2.2.2. Télédétection avec les micro-ondes passives

Pour estimer la quantité de neige, les micro-ondes sont particulièrement utiles car ils peuvent pénétrer le couvert nival. L'estimation de l'EEN se base sur le principe que pour les canaux à 37 et 89 GHz que l'on retrouve sur les capteurs satellitaires, la température de brillance diminue avec l'augmentation de l'équivalent en eau de la neige. Cela est dû au fait qu'il y a augmentation de la diffusion de volume lorsque la longueur d'onde tend vers la taille des grains de neige, aussi on remarque une diminution de la profondeur de pénétration avec l'augmentation de la fréquence (Foster et al., 1991). Par exemple, selon le modèle théorique d'Ulaby (1980), la sensibilité du signal à l'augmentation de l'EEN sature à 150 mm à une fréquence de 89 GHz. À 37 GHz, cette relation sature à 300 mm tandis qu'à 11 GHz, le signal est sensible jusqu'à 600 mm. Une étude avec des données terrains au Québec a trouvé une saturation du signal à 37 GHz pour un EEN plus faible, soit à 150 mm d'EEN (DeSève, 1999). Chang et Koike (2000) ont aussi trouvé que la sensibilité du signal ne dépassait pas 200 mm. Pour une fréquence inférieure ou égale à 10 GHz, la majorité de l'émission provient du sol sous le couvert de neige (Rott et Nagler, 1994). Les fréquences à 11 et 19 GHz sont moins sensibles à la diffusion de volume que le canal à 37 GHz et sont plus liées à la température de l'air (Hallikainen et Jolma, 1986). La relation entre l'EEN et la température de brillance est influencée par l'humidité du sol qui modifie son émissivité mais il est possible de discriminer un sol sec d'un sol mouillé à l'aide de la différence de polarisation à 11 GHz (Chang et al., 1982). Dans les techniques décrites à la section suivante, on verra qu'en pratique au lieu d'utiliser seulement un canal, on utilise la différence avec un canal à plus basse fréquence, comme celui à 19 GHz. Cela peut compenser en partie pour les différences d'émissivité du sol et la variation de température de l'air et du sol et jusqu'à un certain point pour les effets atmosphériques (Hallikainen et Jolma, 1986).

La végétation vient compliquer l'estimation de l'EEN. La végétation atténue l'émission provenant du couvert de neige et contribue sa propre émission. Les conifères ont une émissivité qui s'approche de celle d'un corps noir (Matzler, 1994a). De plus, la différence entre le rayonnement à 19 et 37 GHz diminue, car l'émissivité de la végétation est sensiblement la même (Foster et al., 1997). Une étude a montré qu'en présence de couvert de végétation dense, la différence de $T_{19V-37V}$ n'est pratiquement pas corrélée avec l'EEN mais affiche un coefficient de détermination

de 0.91 avec la température de l'air (Smyth et Goïta, 1999). La différence entre les deux canaux saturait autour de 10 K indépendamment de la hauteur de neige. Cela amène une considérable sous-estimation dans la forêt boréale qui se trouve au Québec. Un autre phénomène vient changer la relation entre la température de brillance et l'EEN, c'est le métamorphisme dû au gradient de température dans le couvert nival. À cause des propriétés isolantes du couvert nival, il y a déplacement de l'air plus chaud du bas vers le haut. Les grains de la couche inférieure du couvert nival grossissent avec la vapeur d'eau transportée par l'air et s'accumulent à la surface de ceux-ci formant une couche de givre de profondeur. Le métamorphisme dans cette couche fait que la taille des grains augmente pendant que la densité diminue. Ce phénomène est d'autant plus important lorsque la différence entre la température de l'air et du sol est importante. Par contre, plus la hauteur de neige est importante, plus ce gradient va diminuer, car il va se répartir sur une plus grande épaisseur (Foster et al., 1997). L'augmentation de la taille des grains résulte en une augmentation de la diffusion de volume, ce qui peut entraîner la surestimation de l'EEN (Armstrong, 1993). Cette influence de la taille des grains augmente avec la fréquence; la diffusion devient dominante à partir de 15 GHz (Rott et Nagler, 1994). Par contre, la relation entre l'EEN et la température de brillance est peu sensible à la densité de la neige (Chang et al., 1982).

La présence d'eau dans le couvert de neige rend impossible l'estimation de l'EEN avec les micro-ondes passives. Elle diminue la profondeur de pénétration aux alentours d'une longueur d'onde. En même temps, l'émissivité de la couche superficielle tend vers celle d'un corps noir et on n'enregistre plus de variations de la température de brillance liées à la quantité d'EEN (Matzler, 1994a; Ulaby et al., 1983).

La faible émissivité des plans d'eau dans le pixel contribue aussi à compliquer l'estimation de l'EEN. Ces plans d'eau peuvent être distingués des autres surfaces à cause de leur faible émissivité à une fréquence de 11 GHz, aux environs de 0.5 comparée à 0.9 pour la plupart des autres surfaces. Lorsque les plans d'eau gèlent, l'émissivité augmente, les températures de brillance dépendent alors de la couche de glace, en plus de la couche de neige qui se dépose à sa surface (Matzler, 1994a). De plus, si la profondeur de pénétration dépasse celle de la glace, la contribution de l'eau entre en considération (Chang et al., 1997).

Un des désavantages de la télédétection dans les micro-ondes passives est sa faible résolution spatiale, soit une résolution moyenne de 12 km pour le canal à 36,5 GHz d'AMSR-E qui est particulièrement utile pour la télédétection de la neige.

2.2.3. Télédétection aéroportée avec rayons gamma

La télédétection aéroportée dans le domaine des rayons gamma est réalisée par le National Operational Hydrologic Remote Sensing Center aux États-Unis et au Canada. Cette technique utilise l'atténuation par la neige des rayons gamma émis naturellement par le sol. En ce sens, le principe s'apparente à celui des micro-ondes passives mais les fréquences utilisées sont très différentes ainsi que les principes physiques sous-jacents. L'émission de trois radio-isotopes: le potassium, l'uranium et le thorium, sont utilisés afin d'estimer l'EEN avec chacun d'entre eux. Le produit final est une moyenne pondérée des trois estimations. L'émission naturelle des rayons gamma par le sol est d'abord mesurée en absence de neige et à nouveau après que le couvert de neige se soit installé. Les rayons gamma sont sensibles à la masse d'eau sans considération pour la phase, ce qui inclut l'EEN mais aussi la glace stratifiée et l'eau liquide à l'intérieur du sol. Le calcul nécessite donc la mesure de l'humidité du sol par échantillonnage terrain le long de la ligne de vol. Par contre, la présence de végétation n'a pas d'effet sur les mesures. L'erreur quadratique moyenne associée à la mesure de l'EEN est de moins de 12.5 mm (Carroll, 2001). Les limitations sont au niveau de la couverture spatiale et des coûts. Comme l'acquisition doit se faire à basse altitude (environ 150 m) pour minimiser les effets de l'atmosphère, le territoire est balayé sur une étroite bande, environ 1600 m de long par 300 m de large. La mesure est donc une mesure moyenne de l'EEN pour une surface d'environ 5 km² (Carroll et al., 1995). L'EEN maximum pouvant être mesuré est entre 300 et 400 mm (Rango, 1993).

2.2.4. Télédétection radar

Le radar a un certain potentiel pour la télédétection de l'EEN mais le signal est sensible aux caractéristiques de la surface et aux effets géométriques. Aussi la seule fréquence disponible pour le moment sur les capteurs satellites radars est 5.3 GHz (bande C) pour lesquels la neige est transparente. Néanmoins, un modèle pour estimer l'EEN a été développé au Québec par Monique

Bernier de l'INRS, en collaboration avec Hydro-Québec (Bernier et Fortin, 1998; Bernier et al, 1999). Ce modèle est basé sur les propriétés isolantes de la neige et la rétrodiffusion du signal en fonction de la température du sol et de la profondeur de pénétration du gel. Une relation linéaire entre la résistance thermique de la neige et le coefficient de rétrodiffusion est utilisé. C'est le ratio de la rétrodiffusion sans neige et avec présence de neige qui est utilisé afin de réduire l'impact de la végétation et de la topographie. Par la suite, l'EEN est estimé à partir de la résistance thermique et d'une fonction de densité du couvert de neige. La densité attribuée correspond aux caractéristiques moyennes de différentes couvertures de sol (forêt, forêt ouverte, prairie, brûlis et sol nu). Ce modèle a permis d'estimer l'EEN avec une différence relative avec les données terrains entre 1 et 12 % (Gauthier et al., 2001). L'avantage principal du radar est sa résolution supérieure, de l'ordre du mètre, à celle dans les micro-ondes passives, de l'ordre du kilomètre (Bernier et al., 1999). L'interférométrie pourrait aussi offrir un certain potentiel du au changement de phase en présence de neige (Rott et al., 2003). Malgré tout, l'estimation de l'EEN avec les radars est peu utilisée et la plupart des recherches se concentrent sur les micro-ondes passives qui permettent de couvrir une grande partie du globe chaque jour et qui sont facilement accessibles et gratuites.

2.2.5. Télédétection en micro-ondes passives combinée avec modèle de régression linéaire

Dans le domaine des micro-ondes passives, plusieurs modèles ont été élaborés pour estimer l'EEN. Un modèle de transfert radiatif dans la neige permet de simuler la température de brillance en fonction de l'EEN avec comme paramètres, la densité et la taille des grains. Il a été montré que la température de brillance à une fréquence de 37 GHz diminue avec la quantité de neige due à la diffusion de volume. Par la suite, une approximation linéaire a été trouvée entre la combinaison des températures de brillance à 19 et 37 GHz avec l'EEN. Cette relation étant pour un couvert de neige ayant une densité de 300 kg m^{-3} et une taille des grains de 0.35 mm. Par contre, c'est seulement entre 0 et 100 mm que cette relation est linéaire et son application doit rester à l'intérieur de cette limite (Chang et al., 1987).

$$\text{EEN} = 4.8 T_{19\text{H}-37\text{H}} \quad (2.3)$$

Ce modèle obtient un coefficient de détermination de 0.81 pour les plaines canadiennes, mais un coefficient de détermination inférieur à 0.5 en région montagneuse, dans la forêt et en présence de givre de profondeur. Par la suite, Chang et Koike (2000) ont observé que le canal à 37 GHz peut demeurer sensible jusqu'à un maximum de 200 mm d'EEN, mais qu'à partir d'une hauteur de neige de 0.6 m, il y a sous-estimation jusqu'à 50% de la valeur terrain. Foster et al. (1997) a noté que pour une hauteur de neige de 125 cm il y a un problème de saturation, puisque ce modèle assume une densité de $0.300 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, la saturation serait pour un EEN de 375 mm. Ces chercheurs ont noté qu'il y a peu de pixels, dans l'hémisphère nord, qui ont un EEN supérieur à cette valeur.

Bien que ce soit principalement le canal à 37 GHz qui apporte l'information sur l'EEN, la soustraction de la température de brillance à 19 GHz permet d'éliminer la variation des mesures liées à la température de la neige, au sol et à l'atmosphère (Chang et Koike, 2000). D'autres études ont adopté la combinaison de canaux 19 et 37 GHz mais ont obtenu une plus grande corrélation avec l'EEN pour une polarisation verticale. Les canaux en polarisation horizontale seraient plus sensibles à la structure de surface et à la stratification horizontale dans le couvert de neige (Hallikainen et Jolma, 1986; Goodison, 1989; De Sève, 1999). Il existe un potentiel pour la différence des canaux 11 et 19 GHz lorsque le couvert nival est profond (Chang et Koike, 2000) et pour la combinaison 37 et 89 GHz lorsque le couvert de neige est mince (Rott et Nagler, 1994). La combinaison $T_{11V-37V}$ a connu une meilleure corrélation au nord de la Finlande que la combinaison $T_{19V-37V}$. La plus grande profondeur de neige au nord favorise l'utilisation de la combinaison $T_{11V-37V}$ mais la différence de la trace au sol du capteur à ces deux résolutions est plus accentuée que pour la combinaison $T_{19V-37V}$ (Hallikainen et Jolma, 1992).

Il est aussi possible d'utiliser la combinaison $T_{19H-37H}$ dans un modèle de régression linéaire, qui inclut une constante (Goodison, 1989).

$$EEN = a_0 + a_1 T_{19V-37V} \quad (2.4)$$

où a_0 est l'ordonnée à l'origine

a_1 est la pente de la droite de régression

La constante a_0 représente alors une situation de sol sans neige (Foster et al., 1991). Dans les prairies canadiennes, l'EEN est prédit de manière opérationnelle aux cinq jours avec une précision de 10 mm en utilisant cette relation (figure 5) (State of the canadian cryosphere, 2005). Le coefficient de détermination obtenu est de 0.89 pour la neige sèche. Par contre, lorsque ce modèle est appliqué à la forêt boréale il y a sous-estimation de l'EEN allant jusqu'à 50% (Goodison et Walker, 1994).



Figure 5: Carte de l'équivalent en eau de la neige dans les prairies

En présence de neige mouillée, la différence entre le canal à 18 GHz et celui à 37 GHz en polarisation verticale tend vers zéro. Walker et Goodison (1993) ont développé un test pour la neige mouillée lorsque l'algorithme d'estimation de l'EEN indique une valeur de 0:

$$T_{37V-37H} > 10 \quad (2.5)$$

Le test est positif lorsqu'il y a présence de neige mouillée, et négatif lorsqu'il y a absence de neige. On peut minimiser l'erreur due à la neige mouillée en utilisant seulement les passages satellites durant la nuit où les températures de surface ont une plus forte probabilité d'être sous le point de congélation (Derksen et al., 2000). La différence de polarisation est souvent inférieure à un en présence de forêt dense (Walker et Goodison, 1993; Foster et al., 1991). Une autre approche est de comparer la température de brillance le matin et l'après-midi. En absence de neige ou en présence de neige humide, la différence entre les températures de brillance à ces deux périodes est presque constante, peu importe la fréquence alors qu'en présence de neige sèche, cette différence augmente avec la fréquence. Lorsque la neige gèle de nouveau, la diffusion de volume augmente la différence pour un canal à haute fréquence et cet effet domine l'effet de la

végétation, à la condition que la couverture de végétation ne soit pas complète (Kurvonen et Hallikainen, 1997).

L'utilisation de la température de brillance en absence de neige ($EEN=0$) a aussi été proposée par Hallikainen et Jolma (1992) :

$$EEN = a_0 + a_1 (T_{19H-37H} - T_{19H-37H \text{ avec } EEN=0}) \quad (2.6)$$

Le fait de soustraire la température de brillance en absence de neige permet d'éliminer les variations dues à la végétation et aux différences de températures et d'humidité du sol entre plusieurs types de terrains. Une corrélation moyenne de 0.608 avec l'EEN a été obtenue pour les quatre hivers à l'étude. Les meilleurs résultats ont été pour les terrains ouverts et les moins bons en présence de forêt. La précision moyenne est évaluée à ± 15 mm pour un EEN moyen allant jusqu'à 100 mm et des valeurs maximum pouvant atteindre 250 mm. À la fin de l'hiver, le lien entre l'EEN et la température de brillance diminue, dû à la présence d'eau dans le couvert de neige.

Goïta et al. (2003) a développé un modèle avec des capteurs aéroportés pour la forêt boréale qui tient compte de l'effet des pixels mixtes. Les coefficients des modèles de régressions sont ajustés aux quatre couvertures de sol : forêt de feuillus, forêt de conifères, forêt éparse et prairie. Le modèle pour la prairie est le même que (2.3). L'EEN dans le pixel est la somme de la contribution de chaque couverture de sol.

$$EEN = \sum_{i=1}^4 F_i EEN_i \quad (2.7)$$

où F_i représente la couverture de sol i

EEN_i représente l'EEN estimé pour la couverture de sol i

Le coefficient de détermination du modèle avec l'EEN pour la forêt de conifères est de 0.86 et pour la forêt de feuillus est de 0.81. Ce modèle a obtenu de bons résultats avec une erreur quadratique moyenne (EQM) aussi petite que 7 mm pour la forêt et de 18 mm pour l'ensemble

des couvertures à l'hiver 1995. L'erreur la plus importante est liée à la forêt éparse où il y avait un nombre insuffisant de données pour calculer les coefficients. La moyenne pour cette étude était de 46 mm d'EEN à l'hiver 1994 et de 60 mm pour l'hiver 1995.

De Sève (1999) a proposé un modèle appelé gradient de température en polarisation verticale pondéré (GTVP) pour un environnement de taïga, soit dans le nord du Québec. Une inversion de la relation entre la température de brillance et l'EEN a été trouvée à partir de 150 mm d'EEN. Une autre valeur, 200 mm, avait aussi été proposée (De Sève, 1997). Le canal T_{37V} est corrigé pour tenir compte de l'effet des lacs et réservoirs, de la fraction de forêt et de la latitude.

$$GTVP = [(T_{37V} - a_i LR - b_i FF - T_{19V}) / 18] + c \quad (2.8)$$

où a_i est le facteur de pondération pour la classe lac et réservoir (LR) pour la classe d'EEN_i
 b_i est le facteur de pondération pour la classe forêt fermée (FF) pour la classe d'EEN_i
 c est le facteur de pondération pour la latitude

Les facteurs de pondérations (a_i, b_i) correspondent à l'augmentation de la température de brillance avec la proportion de classe dans le pixel. Les coefficients sont différents pour trois classes d'EEN, soit 0-50 mm, 100-150 mm et supérieur à 150 mm. Il est donc nécessaire d'avoir une idée au préalable de la quantité de neige se trouvant sur le terrain, par exemple, en se basant sur une station sur le terrain. L'utilisation du GTVP permet d'obtenir un coefficient de détermination de 0.76 et un EQM de 23.5 mm. Pour un EEN supérieur à 150 mm, la corrélation entre les deux variables est plus faible avec un coefficient de détermination de 0.05 et un EQM de 38 mm. Hallikainen et Jolma (1992) avaient aussi utilisé deux régressions différentes pour un EEN inférieur à 100 mm et un EEN supérieur à 100 mm, ce type de régression est appelé régression par morceaux. La régression sur un EEN plus petit donnait aussi de meilleurs résultats.

Un modèle a été proposé pour tenir compte de l'effet de la végétation par Hall et al. (1982). Les premiers résultats de l'étude montraient une relation positive entre les températures de brillance et la hauteur de neige due à une intercorrélation avec la couverture de forêt. La correction des températures de brillance du canal 37 GHz a été proposée pour tenir compte de la forêt :

$$T_{\text{résiduel}} = T_{37H} - ffT_{\text{arbre}} \quad (2.9)$$

où ff est la fraction de couverture de forêt dans le pixel

T_{arbre} est la température de brillance des arbres obtenue en multipliant l'émissivité (0.9) par la température de l'air

La température de brillance corrigée ($T_{\text{résiduel}}$) soustrait la température de brillance liée à l'émission des arbres. C'est cette température de brillance qui est corrélée avec la hauteur de neige. Cette correction a permis d'inverser la relation entre les températures de brillance et la hauteur de neige en présence de végétation et d'améliorer les résultats. La corrélation avec l'EEN pour $T_{\text{résiduel}}$ a passé de 0.710 à -0.830. Il avait été noté que la polarisation horizontale était plus sensible à la hauteur de neige en présence de végétation. Mais la corrélation avec la hauteur de neige devient semblable dans les deux polarisations après la correction.

Chang et al. (2000) propose un algorithme global de cartographie de l'EEN utilisant les données du nouveau capteur AMSR-E. L'équation de l'algorithme de cartographie globale de l'EEN (version 2) est semblable à l'équation (2.3) sauf que le modèle compense pour la fraction de forêt (Kelly et al., 2006).

$$EEN = 4.8 T_{19H-37H} / (1 - 0.2 ff) \quad (2.10)$$

où ff est la fraction de forêt dans le pixel

Le deuxième terme de l'équation (2.10) augmente l'EEN lorsque la fraction de forêt augmente. Le coefficient (0.2) pondère la correction pour la fraction de forêt. Cette fraction de forêt (ff) est basé sur une relation linéaire avec l'albédo cartographié par Robinson et Kukla (1985).

Il faut aussi mentionner que cet algorithme global de cartographie de l'EEN (Kelly et al., 2006) a beaucoup changé avec la version 5 mais il n'a pu être comparé avec nos données terrains car au moment d'écrire cette étude cette version ne couvre que janvier 2006 à aujourd'hui. Le nouveau

modèle mesure la hauteur de neige (h) en milieu forestier ($h_{\text{forêt}}$) et en absence de forêt (h_0) avec deux équations semblables à 2.3 (p. 15) mais dont le coefficient est ajusté pour la hauteur de neige au lieu de l'EEN. Les deux hauteurs de neiges sont ensuite combinées avec l'équation suivante:

$$h = ff h_{\text{forêt}} + (1-ff) h_0 \quad (2.11)$$

La fraction de forêt (ff) est tirée de la fraction et de la densité de forêt respectivement issue de la couverture de sol MODIS (Land Processes, 2007) et du MODIS Vegetation Continuous Fields de l'Université du Maryland (Hansen, 2003). Par la suite, la hauteur de neige est convertie en EEN en multipliant par la densité que l'on trouve dans les classes de neige de Sturm et al. (1997). Ces classes sont présentées dans la section 3 (p. 24).

2.2.6. Télédétection en micro-ondes passives combinée avec modèles physiques

Un modèle semi-empirique d'émission de la neige a été développé à l'*Helsinki University of Technology* (HUT) (Pulliainen et al., 1999). Ce modèle semi-empirique a l'avantage de s'appuyer sur des bases théoriques et peut être appliqué à des conditions de neige différentes. L'inversion des paramètres des modèles physiques avec des données de télédétection n'est pas toujours aisée car plusieurs caractéristiques de neige (hauteur, densité, taille des grains) peuvent donner la même température de brillance. Les effets de l'atmosphère, de la couverture de forêt et de la surface du sol sont inclus dans le modèle. Pulliainen (2006) a comparé ce modèle avec un modèle empirique et a obtenu de meilleurs résultats sans utiliser d'informations sur le terrain. Il a aussi montré que ces modèles saturent à partir d'une certaine quantité d'EEN, environ 150 mm. Roy (2003) a utilisé ce modèle pour la forêt boréale canadienne avec des données aéroportées et a obtenu une erreur quadratique moyenne variant entre 20 et 30 mm. Ce modèle requiert des paramètres d'entrées qui ne sont pas toujours disponibles comme le diamètre des grains de neige, la température, la densité de la neige et le volume de bois. Mais il est possible de l'utiliser avec une température de l'air fixe et avec une taille moyenne des grains sans que les performances soient beaucoup dégradées (Pulliainen et al, 1999). Pour d'autres modèles physiques plus complexes, le problème d'inversion est important, il est possible qu'il y ait plusieurs solutions

pour les mêmes mesures. Wilson et al. (1999) utilise un modèle météorologique afin d'avoir une première estimation de l'EEN et de contraindre la solution du modèle physique d'émission de la neige *Dense medium radiative transfer* (DMRT). D'autres modèles physiques d'émission de la neige existent, il est pertinent de mentionner aussi le *Microwave emission model of layered snowpack* (MEMLS) qui tient compte d'un couvert neige multicouche (Wiessman et Mätzler, 1999).

2.2.7. Télédétection en micro-ondes passives combinée avec réseaux de neurones

Les réseaux de neurones ont un potentiel pour extraire l'information des données de télédétection. Cette approche ne requiert pas d'hypothèse sur les données comme la normalité de la distribution. De plus, les réseaux de neurones peuvent traduire des phénomènes complexes et non linéaires. En contrepartie, un phénomène de boîte noire leur est associé et elles ne peuvent servir à expliquer le comportement des micro-ondes dans la neige. Chang et Tsang (1992) ont utilisé les réseaux de neurones pour prédire l'EEN à partir de températures de brillance simulées aux fréquences 19, 22 et 37 GHz. L'erreur du réseau de neurones a baissé jusqu'à 25% et performait légèrement mieux que les modèles de régression. Les performances se dégradaient plus rapidement que le modèle de régression lorsque les données d'entraînement diminuaient. Tedesco et al. (2004) a comparé un réseau de neurones avec le modèle HUT, le modèle de Chang et un autre modèle de régression. Le réseau de neurones a obtenu de meilleurs résultats que les autres méthodes à la fois avec les températures de brillance simulées et les températures de brillance du capteur SSM/I. Avec un EEN variant de 0 et 250 mm, l'EQM obtenu est de 24 mm avec les températures de brillance simulées et de 20 mm avec les données SSM/I. Les réseaux de neurones peuvent aussi être utilisés comme technique pour effectuer l'inversion d'un modèle. Wilson et al. (1999) dans son approche décrite plus haut utilise le réseau de neurones afin d'obtenir les paramètres de neige du modèle d'émission de neige correspondant aux températures de brillance mesurées au capteur.



3. Cadre expérimental

Le cadre expérimental décrit le site d'étude, les données utilisées dans cette étude ainsi que les causes d'erreurs.

3.1. Description du site d'étude

La zone entourant les sites de mesures terrains dans la province de Québec est comprise entre les latitudes 45° et 55° nord et les longitudes 61° et 79° ouest (voir figure 6). La superficie de cette zone est d'environ 800 000 km². Le bouclier canadien qui forme une grande partie du Québec est caractérisé par de grandes plaines ondulées avec des forêts ouvertes composées de petits arbres

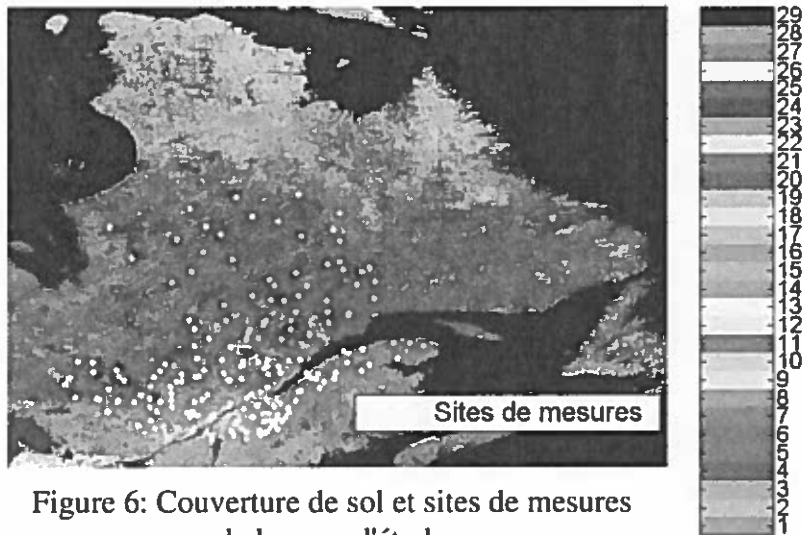


Figure 6: Couverture de sol et sites de mesures de la zone d'étude

dans la taïga et la forêt boréale avec de nombreux plans d'eau et terres humides au sud. On peut d'ailleurs remarquer ces nombreux plans d'eau et même quelques réservoirs dans la région plus au nord du site d'étude sur la figure ci-contre. La région au sud du fleuve St-Laurent appelée maritime Atlantique où finissent les

Appalaches est plus montagneuse, à une forte couverture forestière et des hivers plus doux. (Ressources naturelles Canada, 2006).

3.2. Description des données

Les données utilisées dans cette étude sont présentées ainsi que les statistiques descriptives et leur distribution.

3.2.1. Carte de classification de la neige

Le site d'étude est séparé en deux régions, taïga et maritime, en se basant sur la classification de neige de Sturm et al. (1995). Les classes de neige de Sturm et al. (1995) décrivent les caractéristiques des couverts de neige : stratigraphies, épaisseur, densité et caractéristiques des

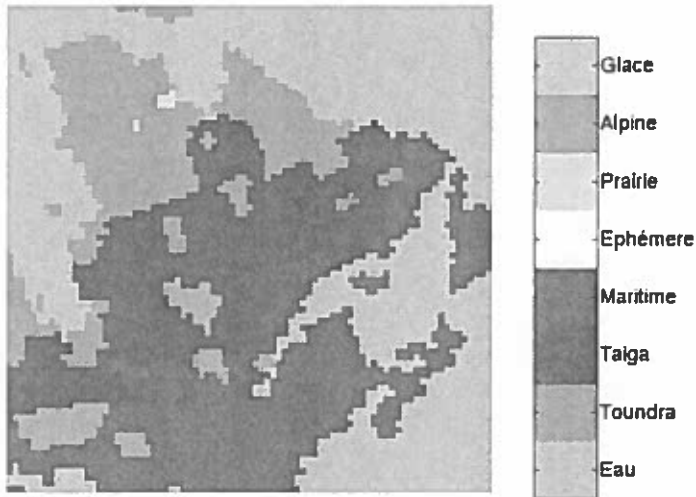


Figure 7: Classes de neige pour la province de Québec

grains. La carte de classification de la neige (figure 7) est réalisée à l'aide de trois variables climatiques : végétation, température et précipitation. Bien que le nom des classes réfère à des types de végétation et au positionnement géographique, ces classes ne sont pas associées à une région particulière ou à un type de végétation mais plutôt aux caractéristiques de la neige. Un des buts lors de l'élaboration de cette

classification est d'aider à la sélection du modèle d'estimation de l'EEN qui est le plus approprié à la zone étudiée. La zone d'étude considérée contient principalement deux classes de neige : taïga et maritime. La classe de neige taïga au nord du site d'étude inclut à la fois la région de taïga et une partie de la forêt boréale tandis que la classe de neige maritime au sud contient en partie la forêt boréale et la région maritime Atlantique. Basé sur les études de Sturm et al. (1995), la classe de neige taïga comporte une épaisseur de neige entre 30 et 120 cm, une densité de 260 kg/m^3 , plus de 15 strates de neige et elle est caractérisée par des hivers froids et une couche de givre de profondeur épaisse à la fin de l'hiver. La classe de neige maritime est caractérisée par une hauteur de neige de 75 à 500 cm, une densité de 350 kg/m^3 , comporte aussi plus de 15 strates et beaucoup de métamorphisme due à la fonte de la neige. Les observations situées à l'intérieur des pixels océans et de la classe de neige alpine sont exclus pour éviter que l'eau et le relief n'affecte l'estimation de l'EEN ainsi que les observations situées dans la classe de neige toundra qui sont trop peu nombreuses (voir tableau 1).

Tableau 1 : Nombres d'observations dans les différentes classes de neige

Classe de neige	Océans	Toundra	Taïga	Maritime	Alpine
n	88	19	376	958	79

3.2.2. Carte de couverture du sol pour l'Amérique du Nord

La carte de couverture du sol utilisée dans cette étude est le *Global Landcover of North America 2000* (Latifovic et al, 2002). La classification des couvertures de sol se base sur les images du capteur Vegetation sur le satellite SPOT-4 avec une résolution de 1 km. Le capteur comporte quatre bandes : bleu, rouge, proche infrarouge et infrarouge à courte longueur d'onde. Cette couverture de sol comporte 28 classes modifiées du Federal Geographic Data Committee / Vegetation classification standard et a été réalisée conjointement par le US Geological Survey et le Centre Canadien de télédétection.

La proportion des couvertures de sol dans l'ensemble des pixels EASE-Grid à l'étude ainsi que la proportion répartie selon les principales classes de neige se trouve dans le tableau 2. Les classes de couvertures du sol, ainsi que leurs couverts forestiers respectifs, sont tirées du *Landcover of North America 2000* (Latifovic et al., 2002). Dans cette étude, le couvert forestier se définit comme le pourcentage de sol couvert par la couronne des arbres. Une variable est dérivée du couvert forestier et sera appelée fraction de forêt (ff), c'est la multiplication de la couverture de la forêt moyenne avec la proportion respective de couvertures de sol du pixel. Cette variable sera plus utile afin de représenter l'effet de la végétation pour l'émission des températures de brillance.

Tableau 2 : Classes de couverture de sol, couvert forestier et proportion dans le site d'étude

Classe	Légende	Couvert forestier (%)	Pourcentage (%)		
			Total	Maritime	Taïga
ff	Fraction de forêt	100	0.61	0.67	0.44
3	Forêt de feuillus, canopée fermée	100 - 60	18.8	25.4	0.8
4	Forêt de conifères, canopée fermée	100 - 60	10.5	6.5	21.2
5	Forêt de conifères, canopée ouverte	70 - 10	3.6	1.6	9.1
6	Forêt de conifères et forêt mixte, canopée fermée	100 - 60	9.7	11.5	5
7	Forêt mixte, canopée fermée	100 - 60	23.2	30	4.4
8	Forêt mixte, canopée ouverte	70 - 10	8.5	11.6	0
10	Arbustes feuillus, canopée ouverte	70 - 10	0.2	0.2	0.5
11	Arbustes conifères, canopée ouverte	70 - 10	1.9	1.3	3.7
14	Prairie avec arbres	20 - 1	2.4	0.7	6.9
15	Prairie avec arbustes clairsemés	-	0	0	0
16	Prairie polaire	20 - 1	0.2	0.1	0.4
17	Prairie polaire avec arbustes nains	20 - 1	0.3	0	1.2
18	Champ agricole	-	3.7	5.1	0
19	Champ agricole avec boisés	20 - 1	0.5	0.7	0
20	Forêt de conifères avec lichen, canopée ouverte	70 - 10	7.9	0.5	28.1
21	Perturbations	20 - 1	0.7	0.1	2.3
22	Zones urbaines et bâties	-	0.2	0.2	0
23	Roches consolidées	-	0	0	0
24	Eau	-	6.5	3.5	14.6
25	Zone de brûlis	20 - 1	0.5	0	1.7
27	Tourbière	40 - 20	0.3	0.3	0.1
29	Océans	-	0.4	0.6	0

3.2.3. Données terrains

Les données terrains d'EEN, de densité et de hauteur de neige sont issues de campagne de terrain effectué par Hydro-Québec à l'hiver 2003 et 2004. Ces mesures s'échelonnent de mi-janvier à mi-mai en 2003 et 2004. Le tableau 3 montre les caractéristiques nivales des différentes zones pour les deux hivers. Les observations sont caractérisées par une moyenne d'environ 170 mm d'EEN, un écart type important de plus de 80 mm et une densité environnant 270 kg/m³. L'hiver 2004 comporte de plus grandes quantités de neige avec une moyenne d'EEN avoisinant 200 mm, un écart type d'EEN et une densité plus élevée. La région taïga comporte plus d'EEN mais une variation de l'EEN et une densité moins importante que dans la région maritime.

Tableau 3 : Caractéristique du couvert nival selon la région et l'année

	n	EEN (mm)		Hauteur de neige (cm)		Densité (kg / m ³)	
		Moyenne	Écart-type	Moyenne	Écart-type	Moyenne	Écart-type
Ensemble	1308	169	83	65	31	268	68
2003	644	144	65	59	27	255	71
2004	664	194	90	71	32	280	64
Maritime	350	150	76	57	28	272	73
2003	149	134	65	54	26	258	73
2004	201	167	83	60	29	287	70
Taïga	958	222	78	88	27	255	52
2003	495	176	54	75	25	247	62
2004	463	256	75	98	24	262	43

Les figures 8, 9 et 10 illustrent la distribution de l'EEN, la hauteur et la densité de la neige pour les deux hivers dans la zone maritime et la zone taïga. On peut noter pour la classe maritime quelques observations avec des densités très élevées. Ces observations sont au début mai avec des températures de l'air dépassant 0° C, ce qui laisse croire à une augmentation de la densité due à la neige mouillée.

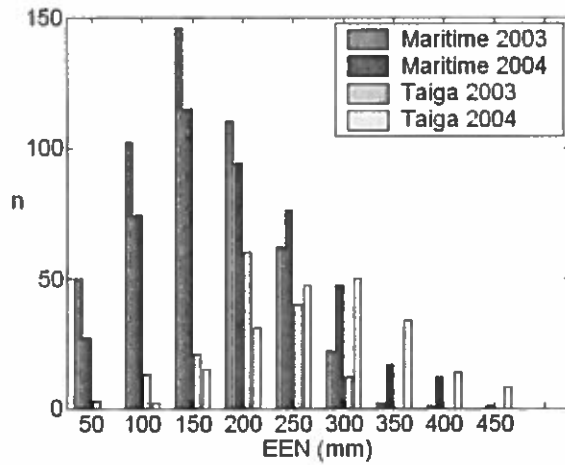


Figure 8: Distribution de l'EEN à l'hiver 2003 et 2004

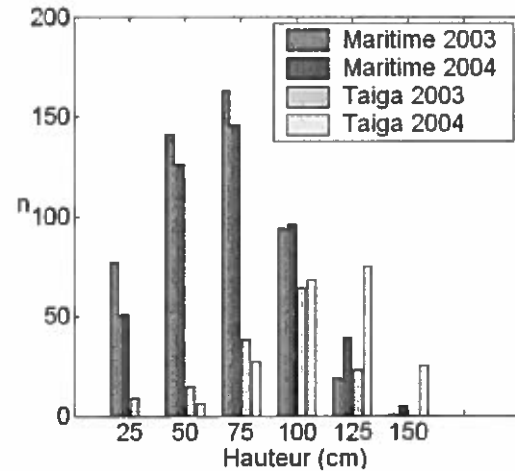


Figure 9: Distribution de la hauteur de neige à l'hiver 2003 et 2004

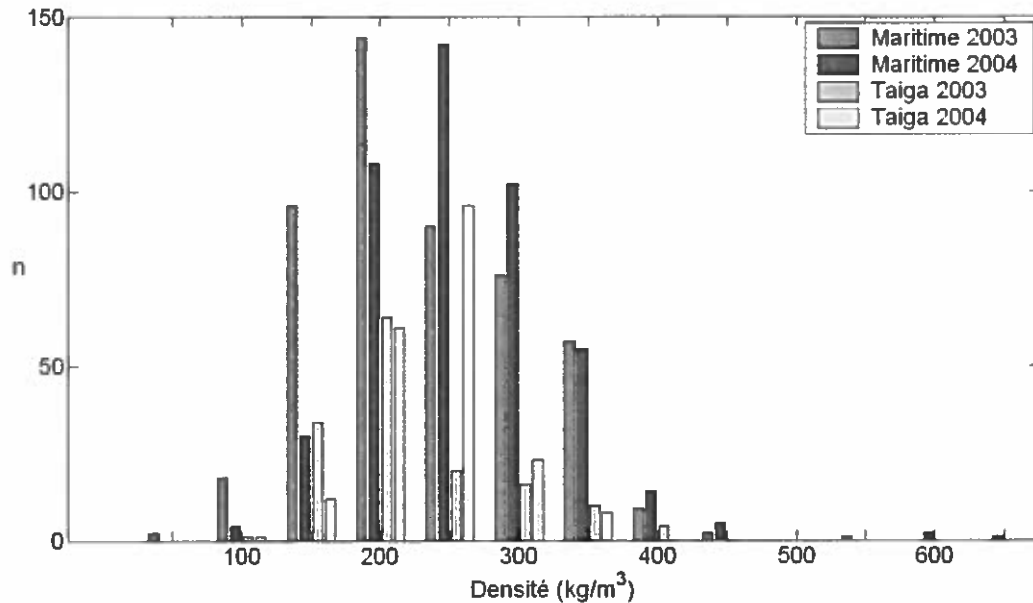


Figure 10: Distribution de la densité de la neige à l'hiver 2003 et 2004

Bien que la taille des grains n'a pas été mesurée sur les sites de mesures, une campagne de terrain menée par Alain Royer et son équipe en mars 2003 le long de la route entre Matagami, Radisson et LG4, donne une taille des grains moyenne d'environ 1 mm. Les statistiques descriptives par mois sont à l'annexe 3.

3.2.4. Température de l'air

Les températures de l'air à la surface (2 m du sol) proviennent de la base de données de Préviation Numérique du Temps du Service Météorologique Canadien d'Environnement Canada. Ces données sont basées sur le modèle Global Environnemental Multi-Échelle (GEM), ce modèle sert à effectuer des prédictions météorologiques et à l'assimilation de données. Comme le modèle peut avoir diverses échelles, il peut servir autant à la modélisation climatique qu'à la prédiction de données météorologiques régionales (Côté et al., 1998). La résolution spatiale de la grille utilisée pour les besoins de cette étude est de 15 km et la résolution temporelle, de 6 heures. Les températures de l'air à 6 heures du matin sont utilisées car elles correspondent le mieux au temps de passage du satellite AQUA. Des vérifications du modèle avec des observations terrains à l'hiver 2002-2003 ont trouvé un biais de -1.5 K et une erreur quadratique moyenne variant entre 2 et 4 K associée aux températures (Centre Météorologique Canadien, 2004).

Pour l'ensemble des observations, l'hiver 2003 est légèrement plus froid, avec une moyenne de -10°C contre -7°C dans la région maritime et -16°C contre -15°C dans la région taïga. On peut voir les températures de l'air moyennes par mois aux sites d'études à la figure 11 et 12. Les températures de l'air sont légèrement plus chaudes dans la zone maritime que dans la zone taïga qui est plus au nord. La moyenne des températures de l'air peut monter au-dessus du point de congélation à partir de mai. Par contre, l'écart type représenté par les barres d'erreurs dépasse 0°C à partir du mois de mars 2004 dans la région maritime et se rapproche beaucoup au mois d'avril pour la région taïga. Cela laisse présager la présence de neige mouillée pour certaines observations à la fin de l'hiver. Les statistiques descriptives sont reportées à l'annexe 4.

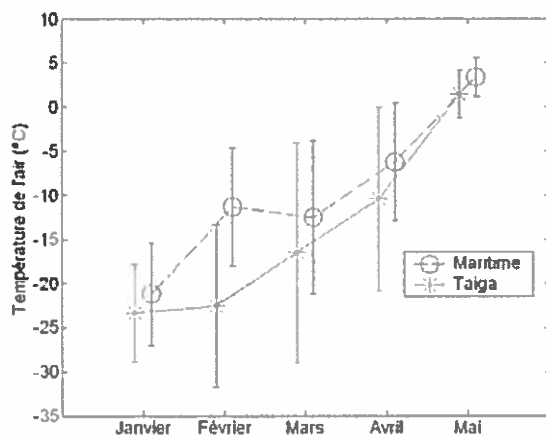


Figure 11: Température de l'air en 2003

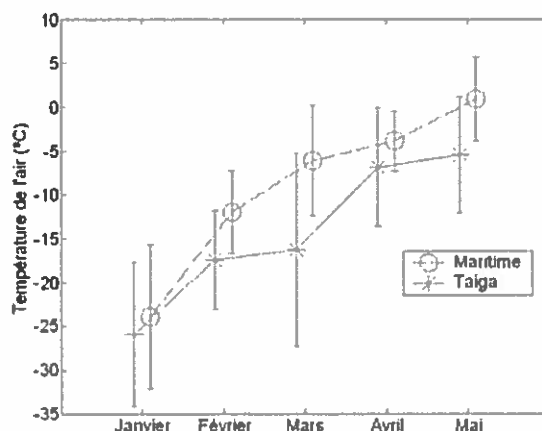


Figure 12: Température de l'air en 2004

3.2.5. Image de températures de brillance

Les images de températures de brillance du capteur AMSR-E du satellite AQUA sont produites depuis le 18 juin 2002 jusqu'à aujourd'hui. Les caractéristiques du capteur AMSR-E se retrouvent

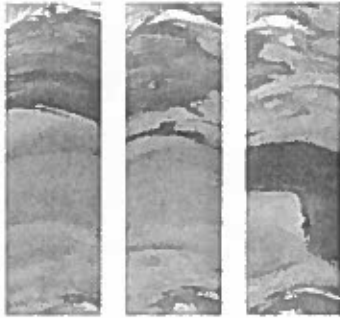


Figure 13: Images de températures de

au tableau 4 (Global Hydrology and Climate Center, 2006). La première version pour produire ces images est utilisée dans cette étude. Les images sont stockées en format HDF-EOS et à chaque valeur de températures de brillance est associée la coordonnée géographique en latitude et longitude. Chaque image représente un passage du satellite entre les deux pôles en un temps d'environ 50 minutes. Les images de passage descendant au-dessus du Québec pour le 1er février 2005 sont

illustrées à la figure 13. Au dessus du Québec, les passages ascendants passent entre 10h00 et 13h30, tandis que les passages descendants passent entre 23h30 et 3h00. Aux latitudes de la zone d'étude, un même endroit est observé entre une ou deux fois par jour. Comme les divers canaux ont des résolutions différentes, il est possible d'extraire de l'image non seulement les températures de brillance aux différentes fréquences mais aussi les différentes températures de brillance rééchantillonnées dans les résolutions plus grossières pour la comparaison entre les canaux.

Tableau 4 : Caractéristiques du capteur AMSR-E

AMSR-E						
Fréquence (GHz)	6.925	10.65	18.7	23.8	36.5	89.0
Longueur d'onde (cm)	4.3	2.8	1.6	1.3	0.8	0.3
Polarisation	H et V	H et V	H et V	H et V	H et V	H et V
Résolution moyenne (km)	56.0	38.0	21.0	24.0	12.0	5.4
Champ de vue instantané au sol (km)	74 x 43	51 x 30	27 x 16	31 x 18	14 x 8	6 x 4

La figure 14 montre la température de brillance à 19 et 37 GHz pour les régions maritimes et taïga à travers l'hiver. La température de brillance est plus élevée dans la région maritime que la région taïga exceptée au moins de janvier. On avait vu dans les sections précédentes que la température ainsi que la fraction de forêt étaient plus élevées dans la région maritime, de plus la fraction de forêt est plus élevée dans la région maritime. L'écart entre la fréquence 19 et 37 GHz

est plus élevé pour la région taïga que pour la région maritime. Pour cette dernière, l'écart entre les deux fréquences devient très petit au mois de mai, ce qui pourrait être dû à la neige mouillée à la fin de l'hiver dont l'émissivité est semblable aux deux fréquences. On remarque que l'écart type, représenté par les barres verticales, augmente au cours de l'hiver pour la région taïga et est plus élevé à la fréquence de 37 GHz qu'à 19 GHz.

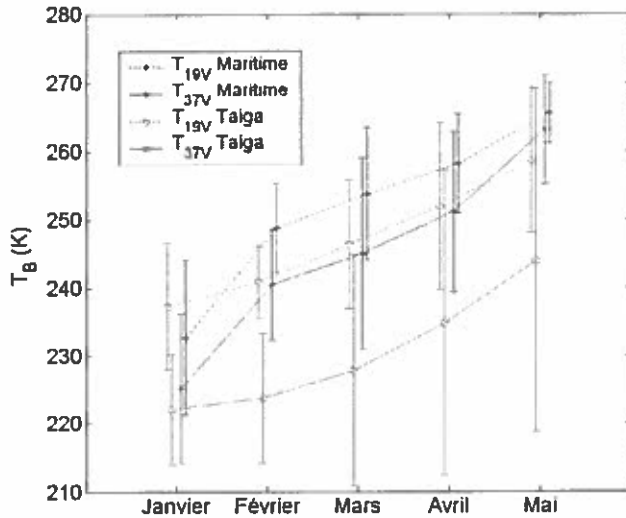


Figure 14 : Température de brillance mensuelle des deux hivers pour la région maritime et taïga

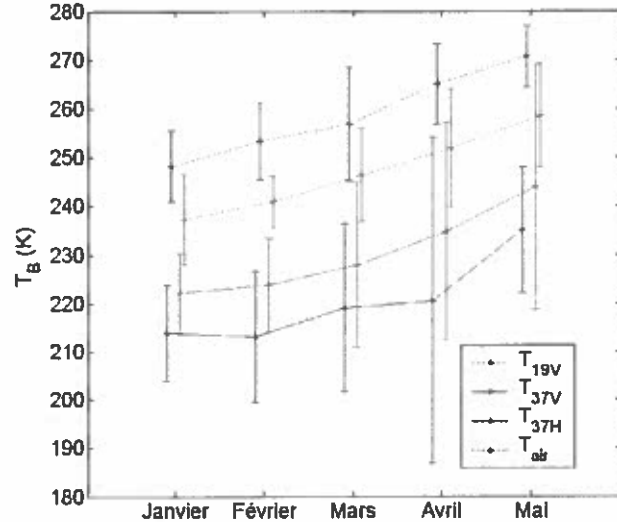


Figure 15 : Comparaison des températures de brillance et des températures de l'air à l'hiver 2003

La figure 15 illustre la relation entre la température de l'air et la température de brillance en polarisation verticale et horizontale à 37 GHz ainsi qu'à 19 GHz en polarisation verticale à l'hiver 2003. Les quatre courbes ont des tendances similaires, avec les températures de brillance ayant des températures inférieures aux températures de l'air. Les T_B étant simplement la température de l'air multiplié par l'émissivité qui est entre 0 et 1. On voit aussi que les températures de brillance à 19 GHz sont plus élevées qu'à 37 GHz car la présence de neige diminue davantage l'émissivité de la surface à 37 GHz. Finalement, on remarque que la température de brillance en polarisation horizontale est plus basse qu'à la polarisation verticale due à l'angle de Brewster qui est proche de l'angle du capteur satellite. Cependant, on remarque aussi que la courbe en polarisation horizontale semble varier un peu en dents de scie et que son écart type est particulièrement élevé en avril. En effet, la polarisation horizontale est davantage influencée par la diffusion de surface. Les statistiques descriptives complètes des températures de brillance et de leurs combinaisons sont présentées dans le tableau 5.

Tableau 5 : Statistiques descriptives des températures de brillance et de leurs combinaisons

Variable	Moyenne (K)	Écart-type (K)	Maximum (K)	Minimum (K)	Étendue (K)
T_{11V}	252	8	270	217	52
T_{11H}	240	13	267	196	71
T_{19V}	252	11	276	210	66
T_{19H}	242	15	273	194	79
T_{37V}	241	17	276	189	87
T_{37H}	235	19	274	176	98
$T_{11V-19V}$	0	4	18	-18	36
$T_{11H-19H}$	-2	5	14	-31	45
$T_{11V-19H}$	10	9	50	-14	64
$T_{11V-37V}$	11	12	65	-28	94
$T_{11H-37H}$	5	11	53	-48	101
$T_{11V-37H}$	17	14	71	-18	89
$T_{19V-37V}$	10	8	48	-14	62
$T_{19H-37H}$	7	7	39	-24	62
$T_{19V-37H}$	17	11	59	-3	63
$T_{11V-11H}$	12	7	43	2	41
$T_{19V-19H}$	10	6	38	-1	38
$T_{37V-37H}$	7	4	23	1	22

Comme à la figure 15, on remarque que les T_B en polarisation horizontale ont un plus grand écart-type et une plus grande étendue de valeur possible. En observant les différences de polarisation, on voit aussi que les températures de brillance en polarisation verticale sont plus élevées qu'en polarisation horizontale. En général, les combinaisons à 11 et 19 GHz ont les plus petites étendues de valeurs possibles et les combinaisons à 11 et 37 GHz les plus grandes. Les valeurs minimums des combinaisons de bandes indiquent qu'il est possible d'obtenir des valeurs négatives.

3.2.6. Produit de cartographie de l'équivalent en eau de la neige du NSIDC

Un produit de cartographie de l'équivalent en eau de la neige couvrant l'ensemble du globe a été développé et utilise les images de températures de brillance du capteur AMSR-E (Chang et al, 2000). Les différentes étapes de la production des cartes d'EEN par le NSIDC sont illustrées schématiquement à la figure 17. Les températures de brillance sont d'abord projetées en EASE-Grid, une projection Lambert azimutale équivalente. Elle divise l'hémisphère en 721 par 721 pixels ayant une résolution spatiale de 25 km (figure 8) (Brodzick, 2002). Avant d'estimer l'EEN, la possibilité de présence de neige est évaluée en se basant sur une carte recensant dix ans d'observations de neige (Dewey et al., 1981). Si aucune occurrence de neige n'a été recensée, la valeur 252 est attribuée. Les valeurs pouvant être attribuées aux pixels sont résumées dans le tableau 6. Par la suite, un seuil est appliqué aux températures de brillance dans le pixel, appelé test de diffusion :

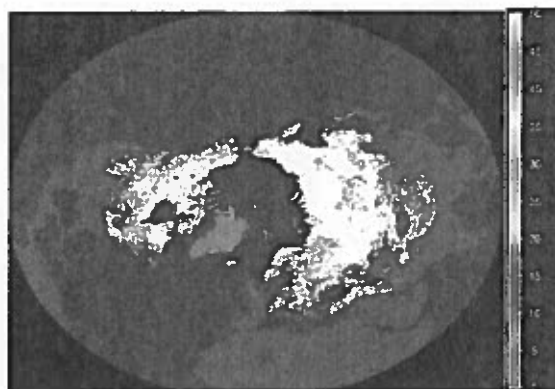


Figure 16: Produit NSIDC de cartographie de l'EEN

$$T_{37V} < 250 \text{ K} \ \& \ T_{37H} < 240 \text{ K} \quad (3.1)$$

Si le test est négatif, la valeur de 0 est assignée à l'EEN. Pour les pixels qui réussissent les tests, l'équation 2.9 (p. 20) est utilisée pour estimer l'EEN. Lorsque les valeurs de températures de brillance à 37 GHz sont inférieures à ce seuil, il est plus probable qu'il y ait diffusion par un

Tableau 6: Classe du produit NSIDC

Code	Description
0-240	½ EEN (mm)
248	Hors terre
252	Terre ou neige impossible
253	Plaque de glace
254	Océan
255	Données manquantes

volume de neige, ce qui valide l'application du modèle. Le produit permet une estimation jusqu'à 480 mm d'équivalent en eau de la neige. Lorsque l'EEN du produit NSIDC est extrait de l'image, on doit multiplier par deux car la valeur d'EEN a été transformée afin d'être stockée dans un format 8-bit. Le code utilisé par le produit de cartographie de l'EEN du NSIDC pour calculer l'EEN se trouve à l'annexe 2. Il

existe trois types de produit de cartographie de l'EEN : journalier, aux cinq jours et mensuel. Le produit journalier résulte de l'algorithme tel que décrit dans l'organigramme de la figure 17. Le produit aux cinq jours est l'EEN maximum des produits journaliers pendant une période de cinq jours tandis que le produit mensuel est la moyenne des produits journaliers du mois.

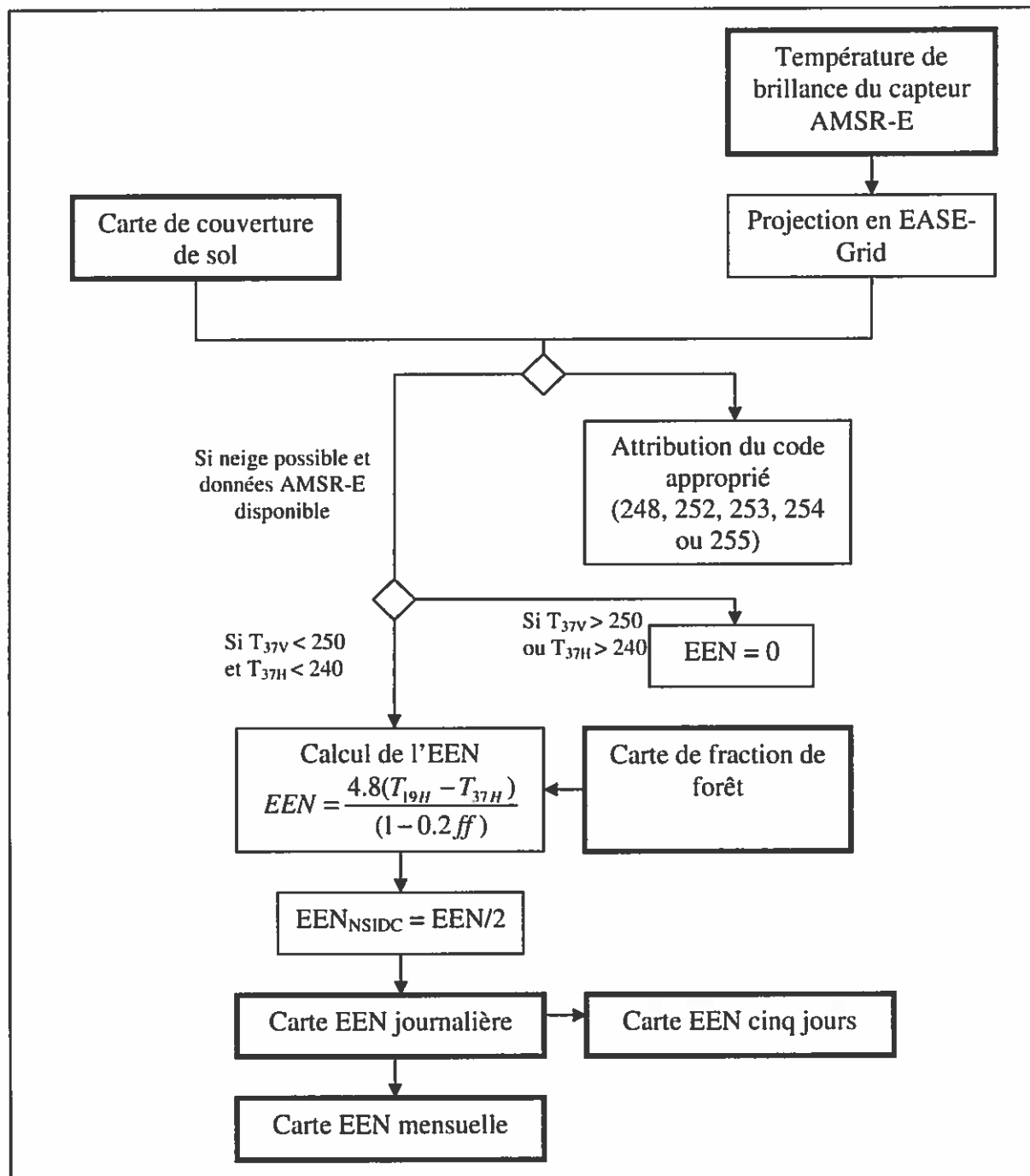


Figure 17: Organigramme de l'algorithme du produit d'EEN du NSIDC

3.3. Incertitude liée aux données

Une certaine erreur est associée aux données utilisées dans cette étude. Premièrement, les températures de brillance sont rééchantillonnées dans la projection EASE-grid avec des pixels de 25 par 25 km. Cette taille de pixel correspond environ à la résolution moyenne du capteur micro-ondes AMSR-E à une fréquence de 18.7 GHz (21 km) mais est plus grossière que la résolution du capteur à 36.5 GHz (12 km). En effet, la résolution des images micro-ondes varie avec la fréquence. Lorsque l'on utilise des combinaisons de canaux, on compare donc des images avec des résolutions différentes. L'erreur liée à la différence de résolution est atténuée puisque le principe d'estimation de l'EEN est d'utiliser un canal peu affecté par le couvert de neige et un autre qui l'est plus. Donc, même si la trace au sol des deux canaux est différente et donc contient une quantité différente de neige, l'un des canaux est peu affecté par la neige et corrige plutôt pour les effets atmosphériques et les variations de température.

La fraction de forêt utilisée par l'algorithme NSIDC, qui a une résolution originale de un degré n'a pas été évaluée (Robinson et Kukla); c'est plutôt la couverture des sols Global Landcover of North America avec une résolution au kilomètre qui est utilisé (Latifovic et al., 2002). L'augmentation de la précision liée à la meilleure résolution et les données plus récentes utilisées est limitée par le fait que la couverture forestière est estimée avec les fractions moyennes des couvertures de sols.

Il existe aussi une erreur liée à l'échantillonnage terrain, le carottier ayant une précision d'environ $\pm 10\%$ (Goodison et al., 1981). Finalement, une limite intrinsèque aux données satellitaires micro-ondes est la faible résolution spatiale. Il faut être conscient que l'on compare des mesures ponctuelles sur le terrain le long d'un relevé de neige d'environ 300 mètres avec des pixels ayant une superficie de 625 km². Il faut donc supposer que les mesures terrains sont représentatives de l'équivalent en eau et de la couverture de sol moyenne dans le pixel.



4. Méthodologie

L'organigramme méthodologique de la figure 18 résume la méthodologie employée et les sections suivantes décrivent les principales étapes réalisées.

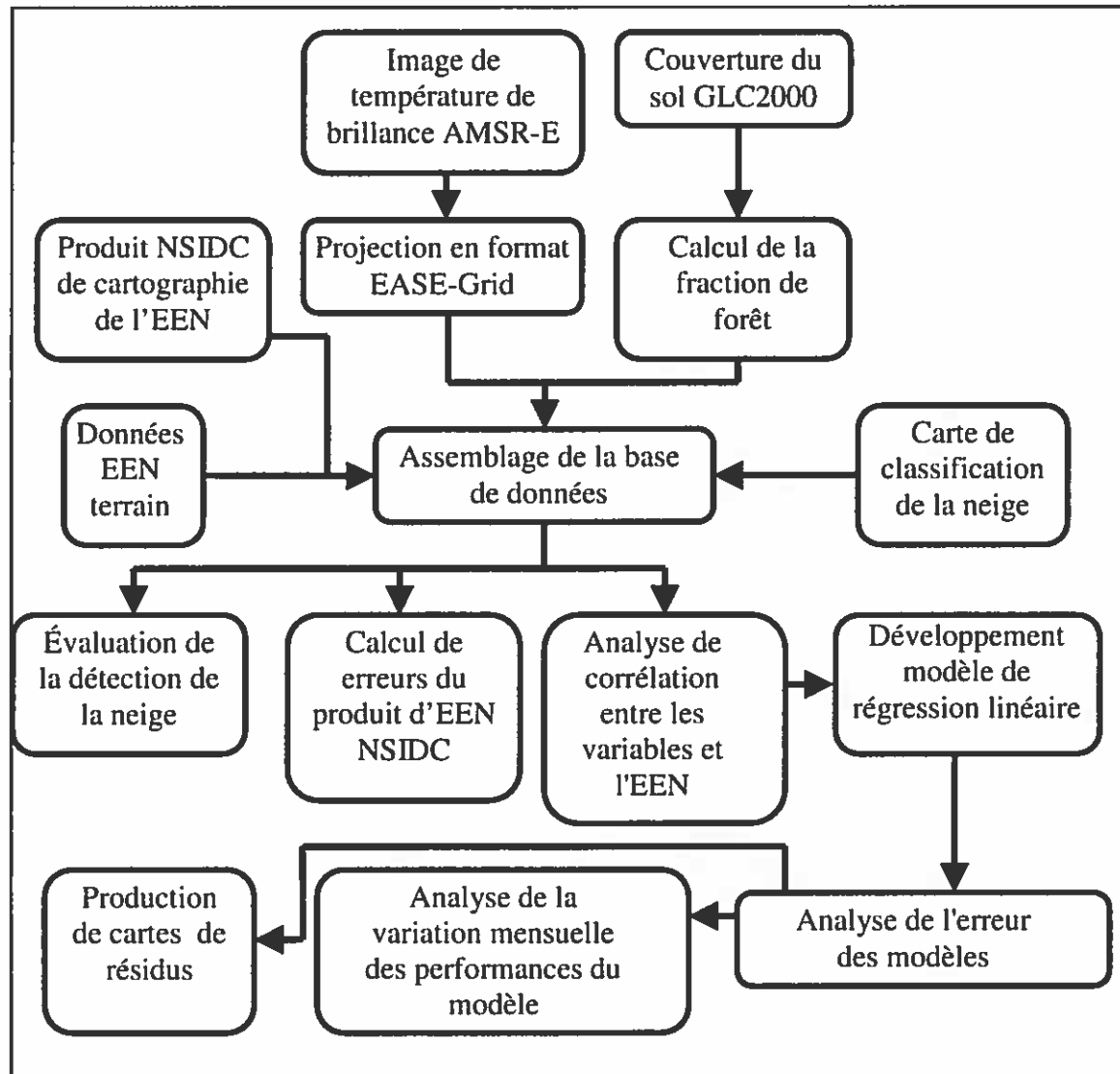


Figure 18 : Organigramme méthodologique

4.1. Projection des données

La première étape est la projection des données terrain : EEN, hauteur de neige, densité, altitude avec leurs coordonnées géographiques dans la projection EASE-Grid. Lorsque plusieurs valeurs

d'EEN se trouvent dans le pixel la même journée, c'est la moyenne qui est retenue. La projection des latitudes et longitudes dans la grille EASE-Grid est effectuée avec la formule suivante (Brodzick, 2002):

$$\text{Colonne} = 2 \cdot R/C \cdot \sin(\lambda) \cdot \cos(\pi/4 - \varphi/2) + r_0 \quad (4.1)$$

$$\text{Ligne} = 2 \cdot R/C \cdot \cos(\lambda) \cdot \cos(\pi/4 - \varphi/2) + s_0 \quad (4.2)$$

où R est le rayon de la Terre soit 6371.228 km

C est la taille nominale des cellules soit 25.067525 km

λ est la longitude en radian

φ est la latitude en radian

r_0 est la colonne à l'origine de la grille

s_0 est la ligne à l'origine de la grille

Par la suite, les données de couverture du sol sont projetées en EASE-Grid en tant que fraction du pixel. Pour obtenir la fraction de forêt, on multiplie la fraction de couverture de sols de chaque classe dans le pixel avec la valeur moyenne de couverture de forêt correspondante (tableau 3 p.25) et on effectue la sommation pour le pixel.

La projection des températures de brillance en EASE-Grid est réalisée avec l'application du NSIDC *Passive Microwave Swath Data Tools* (PMSDT). En entrée se trouvent les images de températures de brillance et en sortie les cartes de températures de brillance en projection EASE-Grid. Ce logiciel facilite la projection et le rééchantillonnage. La méthode plus proche voisin a été favorisée afin de ne pas altérer les valeurs radiométriques. Les images de températures de brillance fournies par le NSIDC sont déjà rééchantillonnées pour correspondre à la trace au sol des autres fréquences du capteur. Pour notre traitement, nous avons choisi les températures de brillance rééchantillonnées à la résolution du canal à 18.7 GHz, soit une résolution spatiale moyenne de 21 km, ce qui correspond le mieux à la taille des pixels EASE-Grid. De plus, seuls les passages descendants sont utilisés afin d'avoir des températures de brillance pendant la nuit au-dessus du Québec. À cette période de la journée, la température est plus susceptible d'être en dessous de zéro, cela réduit la possibilité d'observations de neige mouillée.

4.2. Évaluation de la détection de la neige

L'évaluation de la détection de la neige par le produit de cartographie de l'EEN du NSIDC a été effectuée à l'aide d'une matrice d'erreurs incluant la précision totale, l'erreur d'omission et l'erreur de commission. Les observations classifiées "Sans neige" dans le produit de cartographie de l'EEN alors que les données sur le terrain indiquent "Présence de neige" seront analysées plus en détail. Deux possibilités sont possibles pour avoir une valeur nulle d'EEN, soit le test de diffusion (équation 3.1, p.33) est négatif, soit l'équation pour calculer l'EEN donne une valeur inférieure à un. Pour évaluer la source de l'erreur, le test de diffusion et l'équation pour calculer l'EEN (équation 2.10, p. 20) seront appliqués aux températures de brillance correspondant aux valeurs nulles du produit de cartographie de l'EEN du NSIDC.

4.3. Évaluation de l'erreur du produit de cartographie de l'EEN du NSIDC

Les produits de cartographie de l'EEN du NSIDC journalier, aux cinq jours et mensuel du NSIDC ont été évalués pour le site d'étude en les comparant avec les données terrains. La corrélation, l'erreur quadratique moyenne (EQM), l'erreur relative et le biais sont calculés pour les modèles. Puis la corrélation est calculée entre les résidus et les variables non incluses dans le modèle : l'EEN, la hauteur de neige, la densité, les coordonnées géographiques, l'altitude, la fraction de forêt, le jour julien, la température de l'air et la fraction d'eau dans le pixel.

Il est utile de rappeler les notions de corrélation, de résidus, de biais et d'EQM. Le coefficient de corrélation (R) exprime la force et le sens de la relation entre les deux variables. Le carré du coefficient de corrélation, aussi appelé coefficient de détermination, est le pourcentage de variation de la variable dépendante qui est expliquée par la variable indépendante dans le cadre d'un modèle de régression linéaire. Si le coefficient de détermination est de un, la variable indépendante prédit parfaitement la variable dépendante et si le coefficient de détermination est de 0, il n'y a aucune relation entre les deux variables. L'existence d'une corrélation significative entre deux variables est évaluée avec le F-test. Pour faciliter l'interprétation de ce test, on affiche une valeur appelée *p-value*, plutôt que la valeur de F. Elle correspond à la probabilité que des valeurs semblables ou encore plus rares soient rencontrées alors que l'hypothèse nulle est valide

(Berenson et al., 1983). Si cette valeur est très petite, par exemple, inférieure à 5 %, l'hypothèse nulle est rejetée. Dans le cas de la corrélation entre deux variables, l'hypothèse nulle est qu'il n'existe pas de relation linéaire entre les variables tandis que l'hypothèse alternative est qu'il existe une relation linéaire entre les variables.

Le résidu est la différence entre la valeur terrain (Y) et la valeur estimée par le modèle (\hat{Y}), tandis que le biais est simplement la moyenne des résidus du modèle. :

$$\text{Biais} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Y - \hat{Y}) \quad (4.3)$$

Un biais positif indique donc une sous-estimation de l'EEN et un biais négatif, une surestimation de l'EEN. Il est possible d'enlever le biais d'un modèle en ajoutant une constante. L'EQM est une autre façon de calculer l'erreur d'un modèle (Neter et al., 1996), en mettant le terme des résidus au carré, on empêche les résidus négatifs d'annuler les résidus positifs :

$$\text{EQM} = \sqrt{\frac{1}{n-2} \sum_{i=1}^n (Y - \hat{Y})^2} \quad (4.4)$$

où n est le nombre d'observations. Finalement, pour comparer l'erreur sur des échantillons ayant un EEN différent, il est utile de définir l'erreur relative comme l'EQM divisée par l'EEN moyen. Cela permet de comparer l'erreur à des périodes de l'hiver différentes ou avec d'autres études (Gidda et al., 2003).

4.4. Analyse des matrices de corrélations

Une analyse de la matrice de corrélation entre les valeurs d'EEN et de différentes variables a été réalisée et cela afin de voir quelles variables sont importantes dans l'estimation de l'EEN. Les variables analysées sont la hauteur de neige, la densité, la latitude, la longitude, l'altitude, la couverture de forêt, le jour julien, la température de l'air, la fraction d'eau, les températures de brillance des différents canaux et leurs combinaisons.

4.5. Modification des modèles de régression linéaire pour estimer l'EEN

Des corrections sont proposés et testées sur les températures de brillance et leurs combinaisons afin d'améliorer les corrélations avec l'EEN. Deux modèles sont évaluées, basées sur la revue qui avait été faite des modèles de télédétection de l'EEN. Comme les modèles sont modifiés, les équations sont présentées de nouveau.

L'équation 4.5 intitulée $NSIDC_{\text{modifié}}$ découle de l'équation du modèle du NSIDC (2.10, p.20). Originellement, un facteur de 0.2 est utilisé mais d'autres valeurs seront testées de 0 à 1, par incrément de 0.1, pour vérifier si elles ne pourraient pas être plus adéquates pour notre site d'étude. Le nouveau facteur de correction pour la fraction de forêt est appelé a_{ff} . Une valeur de zéro correspond à une absence de correction des valeurs de T_B alors qu'une valeur de un correspond plutôt à une absence de pondération pour la fraction de forêt.

$$EEN = a_1 T_B / (1 - a_{ff} ff) + b_1 \quad \text{si } EEN > 0 \quad (4.5)$$

où T_B , représente soit une température de brillance ou une combinaison de températures de brillance, a_1 la pente de la régression, b_1 une constante, ff la fraction de forêt dans le pixel et a_{ff} un facteur de pondération pour celle-ci.

L'équation (4.6) correspond au modèle de Hall (2.9, p.19) modifié, appelé par la suite $Hall_{\text{modifié}}$. Le modèle original utilisait un facteur de 0.9 qui représentait l'émissivité des arbres. Dans cette section, il sera examiné si le fait de remplacer cette valeur d'émissivité par un coefficient empirique peut améliorer les résultats.

$$EEN = a_2 + b_2 T_{\text{résiduel}} \quad \text{si } EEN > 0 \quad (4.6)$$

$$\text{où } T_{\text{résiduel}} = T_B - a_{ff} ff T_{\text{air}} - a_{\text{eau}} f_{\text{eau}} T_{\text{air}}$$

a_2 la pente et b_2 la constante de la régression et a_{eau} un facteur de pondération pour la fraction d'eau, f_{eau} .

En supposant que la température de brillance à deux fréquences différentes est semblable en présence d'eau ou de forêt comme vu dans la section 2 (p.13), il faut corriger la température de brillance pour obtenir seulement la partie qui varie en fonction de l'EEN, appelé $T_{\text{résiduel}}$. Une analyse de la corrélation entre ces modèles modifiés et l'EEN est effectuée pour déterminer les corrections optimales.

L'effet de la neige mouillée est aussi analysé en évaluant de nouveau les corrélations des températures de brillance et de leurs combinaisons corrigées avec des sous-ensembles dont les températures de l'air supérieur à un certain seuil sont exclues. Des seuils de températures entre -5°C à 0°C sont testés afin de déterminer à quelle température l'effet de la neige mouillée pourrait influencer l'estimation de l'EEN.

Finalement, les corrélations sont de nouveau évaluées avec des sous-ensembles dont les observations avec un EEN supérieur à un certain seuil sont exclues afin de déterminer si les résultats peuvent être améliorés.

4.6. Développement de modèles de régression linéaire

Des modèles de régression linéaire sont évalués pour substituer au produit d'EEN du NSIDC au Québec, basé sur les résultats de la section précédente les meilleures combinaisons de températures de brillance et corrections sont utilisés. D'abord, les observations sont divisées en un groupe d'entraînement et de validation. Le premier ensemble sert à calculer les coefficients qui sont appliqués au second ensemble. Des modèles distincts sont développés pour deux sous-ensembles d'EEN, la classe de neige taïga et maritime. De plus, les modèles sont élaborés pour toutes les observations ainsi que séparément pour les deux hivers. Ensuite, l'ajustement par mois des coefficients est évalué pour vérifier si les résultats peuvent être améliorés davantage. Cela permet aussi de voir quelle partie de l'hiver se prête le mieux à l'estimation de l'EEN. Finalement, un modèle général est développé qui combine les résultats des deux régions afin d'obtenir une estimation de l'EEN pour l'ensemble du territoire.

Par la suite une analyse de corrélation des résidus est réalisé afin de voir si les corrections ont permis d'éliminer l'influence de certaines variables. Dans le cas contraire, les variables qui continuent d'influencer les résultats malgré les corrections sont identifiées. Finalement, la cartographie des résidus est réalisée afin de voir dans quelles régions l'estimation de l'EEN est optimale.



5. Présentation des résultats

Les résultats sont présentés en six sections. Premièrement, l'efficacité du test de détection de la neige du produit de cartographie de l'EEN du NSIDC est évaluée avec une matrice d'erreur de classification. Dans la deuxième section, l'erreur sur l'estimation de l'EEN par le produit de cartographie de l'EEN du NSIDC est évaluée en comparant avec les données terrains. Troisièmement, la corrélation entre les différentes variables est analysée pour identifier les variables importantes dans l'estimation de l'EEN. Dans la suite de cette section, des corrections de la fraction de végétation et d'eau sont évaluées pour les températures de brillance et leurs diverses combinaisons et leurs corrélations avec l'EEN sont calculées de nouveau pour divers sous-ensembles d'observations. Dans la section quatre, des modèles de régression linéaires sont développés en se basant sur les résultats de la section précédente et les performances de ces modèles sont évaluées. Dans la cinquième section, l'ajustement par mois des coefficients des modèles développés dans la section précédente est évalué. Finalement à la section six, les résidus des modèles sont évalués afin de déterminer les variables qui entraînent l'erreur dans l'estimation de l'EEN.

5.1. Évaluation de la détection de la neige

Une analyse préliminaire avait montré que le produit de cartographie de l'EEN du NSIDC ne détectait pas de neige dans environ 20% des observations terrains (Comtois-Boutet et al. 2004, voir annexe 2). La détection de la neige par le produit EEN du NSIDC est examinée dans cette section pour 1490 observations avec et sans neige. Le tableau 7 montre l'erreur de classification du produit journalier. Les deux classes de la matrice d'erreurs sont : "Présence de neige" et "Absence de neige". Les colonnes représentent la vérité terrain et les lignes représentent les classes assignées aux observations. La précision totale est la somme des éléments de la diagonale, soit les observations correctement classées, divisées par le nombre total d'observations. L'erreur d'omission est le pourcentage d'observations appartenant à une classe, mais qui n'a pas été classifié dans celle-ci. On l'obtient en divisant le nombre d'observations mal classifiées par le nombre d'observations dans la colonne de vérité terrain. L'erreur de commission est le pourcentage d'observations incorrectement assignées à une classe. On l'obtient en divisant le

nombre d'observations incorrectement classifiées par le nombre d'observations de la classe que l'on veut prédire, la ligne. La précision globale de ce produit est de 57%. Le principal problème est que le produit ne détecte pas la présence de neige dans 46% des cas et qu'il obtient une erreur de commission de 86% pour la classe "Détecte absence de neige". L'erreur d'omission pour la classe "Absence de neige" est nulle ainsi que l'erreur de commission pour la classe "Détecte neige" car la sensibilité à la présence de neige semble trop faible. L'utilisation du produit de cartographie de l'EEN avec ces classifications erronées amène donc une sous-estimation de l'EEN pendant l'hiver.

Tableau 7: Matrice d'erreur du produit d'EEN NSIDC journalier

	Présence de neige (sur le terrain)	Absence de neige (sur le terrain)	Total	Erreur de commission
Détecte neige	744 (50%)	0 (0 %)	744	0 %
Détecte absence de neige	645 (43%)	101 (7%)	746	86 %
Total	1389	101	1490	
Erreur d'omission	46 %	0 %	Précision globale: 57 %	

Le tableau 8 montre que le produit aux cinq jours obtient de meilleurs résultats avec une précision globale de 80% et une erreur d'omission de 22%. Pour ce produit, c'est l'EEN maximum des cinq jours qui est retenu. Cela augmente la probabilité d'obtenir les conditions propices à la détection de neige pendant au moins un des cinq jours.

Tableau 8: Matrice d'erreur du produit d'EEN NSIDC aux cinq jours

	Présence de neige	Absence de neige	Total	Erreur de commission
Détecte neige	73%	0%	1087	0%
Détecte absence de neige	20%	7%	403	75%
Total	1389	101	1490	
Erreur d'omission	22%	0%	Précision globale : 80%	

Le tableau 9 montre que pour le produit mensuel, c'est l'erreur inverse qui se produit, la présence de neige est détectée la majorité du temps mais de moins bons résultats sont obtenus pour détecter l'absence de neige. Comme ce produit est basé sur la moyenne des produits journaliers, l'EEN

sera supérieur à zéro si la neige a été détectée au moins une fois dans ce pixel à l'intérieur du mois.

Tableau 9: Matrice d'erreur du produit d'EEN NSIDC mensuel

	Présence de neige	Absence de neige	Total	Erreur de commission
Détecte neige	89%	4%	1386	5%
Détecte absence de neige	5%	2%	104	67%
Total	1389	101	1490	
Erreur d'omission	5%	66%	Précision globale : 91%	

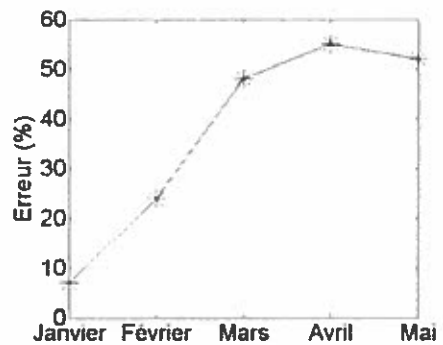


Figure 19 : Erreur de détection de la neige par mois

Deux cas peuvent amener l'algorithme du NSIDC à classifier un pixel sans neige, soit l'échec du test de diffusion (voir l'équation 3.1, p. 33) ou un EEN prédit inférieur à un mm. Dans ces deux situations, une valeur nulle d'EEN est assignée au pixel. Dans 69% des cas, c'est le test de diffusion négatif qui amène une mauvaise classification, dans 2% des cas, c'est une valeur d'EEN inférieure à un mm et dans 22% des cas, c'est les deux conditions ensemble. La figure 19 montre que l'erreur augmente au cours de l'hiver. Comme le test de diffusion du produit de cartographie de l'EEN du NSIDC est un seuil de températures de brillance, les températures plus élevées et l'augmentation de l'émissivité due à la neige mouillée, pourrait être responsable de l'augmentation de l'erreur avec le temps.

La figure 20 montre T_{37H} en fonction de la température de l'air. La température de brillance en polarisation verticale n'est pas montrée car l'allure du graphique est similaire. Toutes les valeurs supérieures au seuil en polarisation verticale le sont également en polarisation horizontale, mais non l'inverse. En vert, se trouvent les observations dont l'EEN prédit est inférieur à un mm et en rouge, les cas où le test de diffusion est négatif. On constate que la majorité des observations sans neige ont des températures de brillance supérieures au seuil mais en même temps beaucoup d'observations sont aussi classifiées de façon erronée comme sans neige. Habituellement, le canal

T_{19H} a des valeurs plus élevées que le canal T_{37H} en présence de neige. Mais la différence de résolution entre les deux canaux pourrait expliquer les valeurs négatives puisque la trace au sol est différente et donc la fraction de forêt, d'eau et la proportion de neige mouillée qui ont une influence sur la température de brillance. Dans les figures 20 et 21, une ligne a été tracée à 273.15 K (0°C) pour indiquer une limite possible entre les observations contenant de la neige mouillée et ceux contenant de la neige sèche car on ne disposait pas d'information sur l'humidité de la neige. En réalité, la limite entre les deux types de neige est sûrement moins nette. Même si l'on utilise une limite différente, il semble difficile d'utiliser un simple seuil avec la température de brillance à 37 GHz pour identifier les observations avec de la neige mouillée.

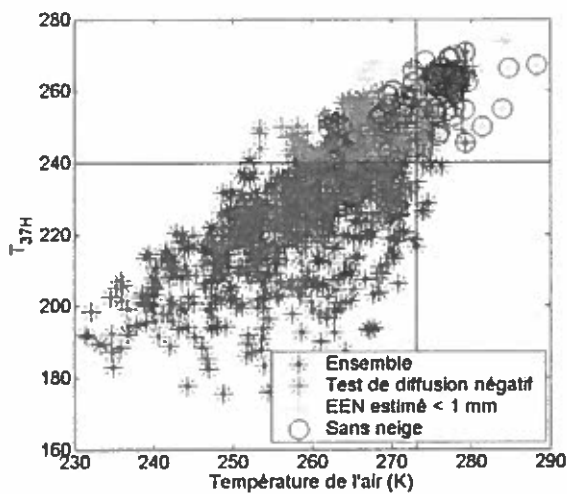


Figure 20 : T_{37H} en fonction de la température de l'air

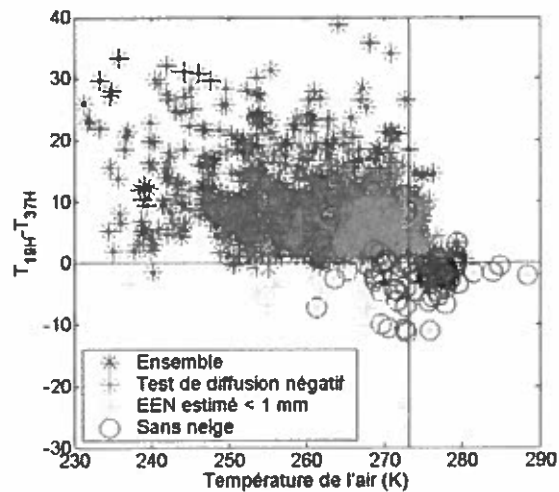


Figure 21 : $T_{19H-37H}$ en fonction de la température de l'air

Les valeurs négatives engendrées par la différence entre canaux T_{19H} et T_{37H} du modèle du NSIDC représentent 20% des cas où la neige n'est pas détectée. On peut voir dans la figure précédente que la majorité des cas sans neige sont compris parmi ces cas de différences de canaux négatifs. Ce dernier indicateur retranche moins d'observations (227) que le seuil de températures de brillance (727) et permet d'identifier correctement 84% des cas sans neige contre 98% si l'on utilise conjointement avec les deux seuils de températures de brillance. Le test de Walker et Goodison (équation 2.5, p.17) est utilisé pour discriminer la neige mouillée des observations sans neige lorsque la différence entre les canaux tend vers 0 mais ce test n'est pas efficace en présence de forêt. Il a tout de même été testé avec les valeurs négatives de $T_{19V-37V}$, au lieu de la combinaison en polarisation horizontale afin de se conformer à leur modèle. La majorité de ces observations (96%) ont été classifiées comme sans neige alors que 37%

d'observations sur le terrain était sans neige. L'étude de Walker et Goodison (1993) mentionne la faible différence de polarisation en présence de végétation, elle est en moyenne de 7 K dans notre étude. Il faut aussi préciser que la majorité des observations avec une valeur de $T_{19H-37H}$ négative sont dans la région maritime où les températures de l'air sont en général plus chaudes (une moyenne de -9°C contre -15°C pour la région taïga).

Finalement, dans 7% des cas la cause n'a pas été expliquée par le test de diffusion ou les valeurs négatives de $T_{19H-37H}$. C'est qu'il y a certaines différences entre les températures de brillance utilisées dans cette étude et celles utilisées dans le produit d'EEN du NSIDC. Les paramètres utilisés pour projeter les températures de brillance en EASE-Grid peuvent être légèrement différents, comme on peut le voir à la figure 21, une des observations a une différence entre les canaux inférieurs 0 alors qu'avec le produit NSIDC l'EEN estimé est positif.

5.2. Évaluation de l'erreur du produit de cartographie de l'EEN du NSIDC

Le produit d'EEN du NSIDC journalier est évalué avec les observations terrains. Les observations sans neige ont été exclues car cette erreur a déjà été évaluée dans la section précédente. La corrélation, l'EQM, l'erreur relative et le biais pour différentes périodes sont présentés dans le tableau 10. Les coefficients de corrélation statistiquement significatifs avec l'EEN terrain sont en caractère gras.

Tableau 10: Caractéristiques du produit d'EEN NSIDC journalier par mois

	N	EEN moyen (mm)	Densité moyenne (g/cm^3)	R	Seuil significatif	EQM (mm)	Erreur relative (%)	Biais (mm)
Total	744	190	0.245	0.04	0.27	160	84	138
2003	364	161	0.232	0.22	0.00	121	75	107
Janvier	36	126	0.189	0.33	0.05	79	63	69
Février	101	149	0.201	0.32	0.00	112	75	101
Mars	169	167	0.230	0.10	0.20	130	78	115
Avril	53	188	0.316	0.41	0.00	138	73	124
Mai	5	153	0.375	0.14	0.82	87	57	45

Tableau 10: Caractéristiques du produit d'EEN NSIDC journalier par mois (suite)

	N	EEN moyen (mm)	Densité moyenne (g/cm^3)	R	Seuil significatif	EQM (mm)	Erreur relative (%)	Biais (mm)
2004	380	218	0.258	-0.01	0.83	191	88	168
Janvier	51	192	0.223	-0.16	0.25	170	88	152
Février	127	189	0.235	-0.06	0.53	176	93	152
Mars	130	226	0.278	-0.22	0.01	198	87	172
Avril	51	266	0.283	-0.39	0.00	227	85	201
Mai	21	287	0.299	-0.50	0.02	227	79	188

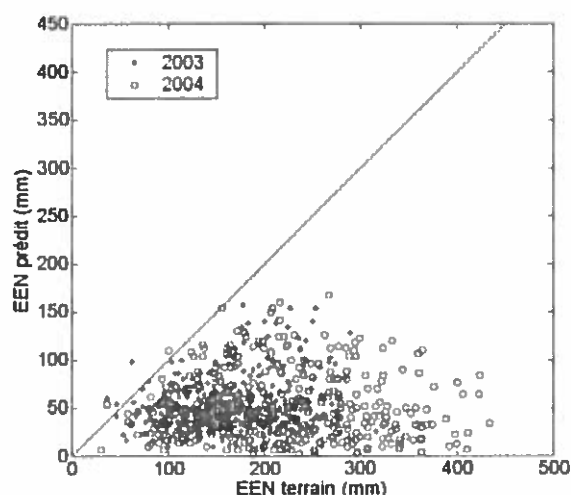


Figure 22 : EEN estimé en fonction de l'EEN terrain du produit NSIDC journalier

Pour l'ensemble des données, la corrélation avec les données sur le terrain n'est pas significative, mais lorsque les corrélations sont examinées séparément pour les deux hivers, il apparaît que les corrélations pour les deux années sont opposées. Pour l'année 2003, la corrélation est significative et positive bien que faible, l'EQM (121 mm) et le biais (168 mm) pour 2003 sont assez grands. La corrélation pour les mois de janvier, février et avril est statistiquement significative. Le meilleur résultat est pour avril avec une corrélation de 0.41. L'EQM (191 mm) et le biais (168 mm) sont plus élevés pendant l'année 2004 et

les corrélations systématiquement négatives dont le mois de mars, avril et mai qui sont statistiquement significatives. Une plus grande quantité de neige au sol peut expliquer la plus grande difficulté du modèle pour l'hiver 2004. Il semble que l'EEN pendant l'année 2004 soit plus difficile à estimer. La figure 22 indique une sous-estimation systématique de l'EEN pour les deux années. En se référant à la figure, on peut voir que l'étendue des valeurs d'EEN sur le terrain est plus grande que pour l'année précédente.

Le tableau 11 montre la corrélation entre les résidus et les variables non incluses dans le modèle, pour identifier les causes d'erreurs du modèle. Seuls les résultats statistiquement significatifs, avec un seuil significatif inférieur à 5%, sont affichés.

Tableau 11: Corrélation entre les résidus et les différentes variables non incluses dans le modèle NSIDC

Année	Mois	EEN	Hauteur de neige	Densité neige	Latitude	Longitude	Altitude	ff	Jour julien	Température de l'air
Deux ans	Ensemble	0.92	0.84	0.31	0.18	0.37	0.33	0.14	0.22	0.13
2003	Ensemble	0.87	0.74	0.21	0.00	0.31	0.32	0.13	0.21	0.00
	Janvier	0.75	0.74	0.62	0.00	0.00	0.37	0.00	0.00	0.00
	Février	0.81	0.74	0.43	0.00	0.29	0.36	0.00	0.40	0.00
	Mars	0.89	0.80	0.16	0.26	0.42	0.37	0.00	0.00	0.00
	Avril	0.92	0.79	0.00	0.37	0.42	0.00	0.00	0.00	0.00
	Mai	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2004	Ensemble	0.93	0.88	0.29	0.19	0.44	0.42	0.24	0.23	0.00
	Janvier	0.93	0.85	0.47	0.00	0.78	0.00	0.30	0.00	-0.28
	Février	0.95	0.93	0.60	0.36	0.37	0.44	0.00	0.47	0.00
	Mars	0.93	0.87	0.00	0.20	0.34	0.54	0.35	0.00	0.00
	Avril	0.96	0.84	0.00	0.00	0.53	0.32	0.35	0.00	0.00
	Mai	0.96	0.94	0.00	0.00	0.67	0.00	0.00	0.00	0.00

Le résidu du produit est surtout corrélé à l'EEN (0.923) et à la hauteur de neige (0.843), plus ces quantités sont élevées plus le résidu est élevé. L'erreur sur l'estimation de l'EEN augmente avec l'EEN sur le terrain. Cette corrélation est un peu plus élevée en 2004 où on avait recensé de plus grandes quantités de neige. La densification du couvert de neige a une certaine influence sur les résidus au début de l'hiver mais la corrélation diminue au cours de l'hiver et devient non significative statistiquement. Comme le modèle est calibré avec une densité constante de 0.300 g/cm^3 , l'erreur pourrait augmenter lorsque la densité s'éloigne de cette valeur. Le résidu est un peu corrélé avec la longitude et l'altitude mais moins avec la latitude. La distribution de l'EEN sur le terrain pourrait expliquer en partie ces résultats avec des plus grandes quantités de neige au sol résultant en des résidus plus élevés. Mais on avait vu précédemment que la région taïga au nord du site d'étude contenait une plus grande quantité d'EEN et il serait donc aussi supposé avoir une influence de la latitude. La fraction de forêt est peu corrélée avec les résidus malgré qu'il le soit légèrement plus à l'hiver 2004. L'influence du jour julien sur les résidus est faible

ainsi que celle de la température mais on retrouve peu d'observation à la fin de l'hiver, dû au test de détection de la neige, ce qui empêche de déterminer si ces variables peuvent avoir une influence sur le résidu. Comme on avait vu dans la section précédente, le test de détection de la neige retranche plusieurs observations lorsque la température est plus chaude. De plus, la combinaison des deux températures de brillance est supposée compenser en partie pour la variation de température. La corrélation des résidus avec la fraction d'eau a aussi été évaluée mais elle n'était significative pour aucune des périodes. L'erreur du produit aux cinq jours est examinée dans le tableau 12.

Tableau 12: Caractéristiques du produit EEN NSIDC aux cinq jours par mois

	N	R	Seuil significatif	EQM	Erreur relative (%)	Biais
Total	1046	0.09	0.00	150	82	120
2003	537	0.17	0.00	113	73	95
Janvier	36	0.27	0.11	71	56	58
Février	144	0.36	0.00	92	70	78
Mars	246	-0.00	0.95	129	77	110
Avril	100	0.51	0.00	119	71	101
Mai	11	-0.25	0.45	94	58	51
2004	509	0.04	0.34	181	86	146
Janvier	54	-0.23	0.09	169	86	149
Février	153	-0.04	0.61	167	92	140
Mars	186	-0.06	0.44	186	87	138
Avril	84	-0.11	0.33	198	82	166
Mai	32	-0.16	0.39	210	73	172

Le produit aux cinq jours obtient des résultats légèrement supérieurs à ceux du produit journalier. Pour presque toutes les périodes, l'EQM, l'erreur relative et le biais sont inférieurs à ceux du produit journalier. De plus, la corrélation est significative pour l'ensemble des données et pour 2003. L'année 2004 a aussi une corrélation inverse pour tous les mois mais elle est moins prononcée et aucune n'est statistiquement significative. Les mois de février et avril 2003 sont statistiquement significatifs, avec la meilleure corrélation en avril (0.514). Comme pour le produit journalier, mars et mai ne sont pas statistiquement significatifs, mais l'on observe néanmoins une corrélation négative. La résolution temporelle de ce produit permet aussi d'être comparée à plus d'observations, tout en obtenant de meilleures corrélations, que le produit journalier. Les statistiques d'erreurs du produit d'EEN NSIDC mensuel sont présentées dans le tableau 13 ci-dessous.

Tableau 13: Caractéristiques du produit d'EEN NSIDC mensuel par mois

	N	R	Seuil significatif	EQM	Erreur relative (%)	Biais
Total	1319	0.13	0.00	163	94	141
2003	673	0.27	0.00	129	90	113
Janvier	36	0.36	0.03	88	69	78
Février	145	0.33	0.00	102	78	89
Mars	284	0.16	0.01	147	90	135
Avril	184	0.55	0.00	129	99	108
Mai	24	0.68	0.00	105	92	87
2004	646	0.01	0.72	193	95	170
Janvier	53	-0.24	0.09	180	92	162
Février	155	0.04	0.60	173	96	150
Mars	298	-0.10	0.10	186	93	164
Avril	104	0.22	0.03	220	95	196
Mai	36	-0.18	0.30	275	96	247

Les produits mensuels affichent les meilleures corrélations au total et en 2003. Par contre, l'EQM, l'erreur relative et le biais sont systématiquement plus élevés que le produit aux cinq jours et la plupart du temps supérieurs à celle du produit journalier. Pour l'année 2004, les résultats sont comparables à ceux du produit aux cinq jours, seul le mois d'avril est statistiquement significatif. La résolution temporelle de ce produit permet d'avoir plus d'observations que pour les deux autres produits.

Puisque le modèle de régression linéaire enlève le biais par l'introduction d'une constante, les performances des combinaisons de températures de brillance seront examinées à nouveau dans les sections suivantes ainsi que leurs performances respectives dans la région maritime et taïga.

5.3. Analyse des matrices de corrélations

La matrice de corrélation du tableau 7 permet de voir le lien entre les différentes variables et l'EEN mesuré au sol mais aussi l'intercorrélation qui existe entre les variables indépendantes (voir tableau 14). Lorsque le seuil de signification est supérieur à 5%, la corrélation n'est pas statistiquement significative et elle n'est pas affichée pour alléger le tableau. Les corrélations en gras sont discutées plus en détail dans le texte.

Tableau 14: Matrice de corrélation des variables de l'étude pour l'ensemble de la zone

	EEN	Hauteur	Densité	Latitude	Longitude	Altitude	ff	ff modifié	Jour julien	T _{air}	Fraction eau
EEN	1										
Hauteur	0.90	1									
Densité	0.11	-0.28	1								
Latitude	0.47	0.51	-0.06	1							
Longitude	0.29	0.25	0.08	0.27	1						
Altitude	0.30	0.29		0.16		1					
ff	-0.10	-0.15	0.09	-0.58			1				
ff modifié	0.22	0.20	0.07	-0.10	0.18	0.22	0.79	1			
Jour julien		-0.24	0.66			0.06		0.08	1		
T _{air}	-0.14	-0.36	0.47	-0.31			0.22	0.10	0.54	1	
Fraction d'eau	0.19	0.24	-0.10	0.54	-0.14	0.15	-0.64	-0.38		-0.20	1
T _{11V}	-0.19	-0.41	0.45	-0.31			0.19		0.58	0.78	-0.22
T _{11H}	-0.24	-0.44	0.41	-0.42		0.07	0.45	0.28	0.50	0.71	-0.34
T _{19V}	-0.26	-0.47	0.45	-0.33			0.23	0.06	0.53	0.85	-0.22
T _{19H}	-0.27	-0.47	0.42	-0.42			0.45	0.28	0.49	0.79	-0.36
T _{37V}	-0.30	-0.46	0.36	-0.48			0.43	0.24	0.40	0.80	-0.31
T _{37H}	-0.28	-0.45	0.37	-0.50			0.51	0.33	0.40	0.78	-0.37
T _{11V-19V}	0.28	0.36	-0.24	0.23	-0.06	0.09	-0.20	-0.10	-0.20	-0.59	0.13
T _{11H-19H}	0.18	0.25	-0.19	0.15	-0.18	0.12	-0.17	-0.09	-0.16	-0.48	0.16
T _{11V-19H}	0.29	0.40	-0.29	0.42	-0.08		-0.59	-0.45	-0.28	-0.59	0.39
T _{11V-37V}	0.29	0.36	-0.19	0.47		0.06	-0.48	-0.33	-0.15	-0.59	0.29
T _{11H-37H}	0.21	0.25	-0.15	0.36	-0.07	0.09	-0.35	-0.24	-0.10	-0.52	0.23
T _{11V-37H}	0.28	0.36	-0.23	0.49			-0.59	-0.44	-0.20	-0.60	0.37
T _{19V-37V}	0.27	0.32	-0.15	0.54			-0.57	-0.41	-0.10	-0.52	0.34
T _{19H-37H}	0.19	0.21	-0.09	0.46			-0.43	-0.31		-0.45	0.24
T _{19V-37H}	0.25	0.32	-0.20	0.54			-0.69	-0.53	-0.17	-0.53	0.42
T _{11V-11H}	0.24	0.35	-0.24	0.44		-0.12	-0.66	-0.53	-0.24	-0.40	0.39
T _{19V-19H}	0.22	0.32	-0.25	0.44	-0.07	-0.09	-0.71	-0.57	-0.25	-0.42	0.47
T _{37V-37H}	0.11	0.21	-0.24	0.36	-0.11	-0.13	-0.71	-0.62	-0.27	-0.38	0.47

La corrélation de l'EEN augmente avec la latitude (0.47) mais plus légèrement avec la longitude (0.29) et l'altitude (0.30). La corrélation de la longitude indique qu'il y a davantage d'EEN à l'est qu'à l'ouest. La latitude est aussi corrélée avec la température de brillance et leurs combinaisons. Cela peut s'expliquer par les corrélations entre la latitude et l'EEN, la température de l'air (-0.31), la fraction de forêt (-0.58) et la fraction d'eau (0.54), tous des facteurs qui ont une influence sur la température de brillance. Par contre, il existe peu de corrélation entre les températures de brillance et leurs combinaisons avec la longitude et l'altitude.

Le canal T_{37V} est le plus corrélé avec l'EEN (-0.30) et la moins bonne corrélation est avec T_{11V} (-0.19). Cette corrélation augmente, en valeur absolue, avec la fréquence. Pour les fréquences 11 et 19 GHz, c'est la polarisation horizontale qui est plus corrélée avec l'EEN. En général, les combinaisons en polarisation verticale et en polarisation croisée obtiennent de meilleures corrélations avec l'EEN que la polarisation horizontale. Les combinaisons $T_{11V-19H}$ et $T_{11V-37V}$ obtiennent des résultats légèrement supérieurs (0.29) que la combinaison $T_{19V-37V}$ (0.27). Les combinaisons en polarisation horizontale $T_{19H-37H}$ et $T_{11H-19H}$ ont les moins bons résultats, soit 0.19 et 0.18. Pour les différences de polarisation, c'est celle à $T_{11V-11H}$ qui est la plus corrélée à l'EEN (0.24). Cette corrélation diminue avec l'augmentation de la fréquence, elle est de seulement 0.11 pour $T_{37V-37H}$.

Les combinaisons obtiennent donc des résultats un peu moins bons que les températures de brillance employées seules. Par contre, les températures de brillance employées seules ont des corrélations atteignant 0.80 à T_{37V} avec les températures de l'air alors que pour les combinaisons $T_{19V-37V}$ et $T_{19H-37H}$ les corrélations sont de 0.52 et 0.45 respectivement. On peut donc voir que les combinaisons de températures de brillance sont moins influencées par la température de l'air et le jour julien, ces deux dernières variables sont corrélées entre elles (0.54). Puisque l'EEN n'est pas corrélé avec ni l'une ni l'autre, c'est principalement la température qui augmente au cours de l'hiver qui cause le lien avec les températures de brillance. En utilisant une différence de deux canaux, on élimine une partie de la variation due à la température de l'air présente dans les deux canaux. Les différences de polarisation sont un peu moins corrélées avec la température de l'air que les combinaisons avec des corrélations autour de 0.40.

En ce qui a trait à la fraction de forêt, la température de brillance est plus corrélée en polarisation horizontale que vertical, atteignant 0.51 et 0.43 avec T_{37H} et T_{37V} respectivement. Cela pourrait expliquer en partie les corrélations moindres des polarisations horizontales avec l'EEN. Les combinaisons ont des corrélations plus fortes avec la fraction de forêt en polarisation croisée, suivi des polarisations verticales et horizontales. Pour la combinaison des canaux à 19 et 37 GHz, ces corrélations sont de -0.69, -0.57 et -0.43. Les différences de polarisation sont beaucoup affectées par l'augmentation de la fraction de forêt avec des corrélations avoisinants -0.70. En présence de forêt, les valeurs de combinaisons de canaux et différences de polarisation tendent

vers zéros ce qui nuit à l'estimation de l'EEN et au test de détection de la neige du produit NSIDC.

La fraction d'eau dans le pixel est légèrement corrélée avec l'EEN (0.19), probablement en partie car elle augmente avec la latitude (0.54). L'augmentation de la fraction d'eau diminue la température de brillance avec un effet plus fort en polarisation horizontale et avec l'augmentation de la fréquence, atteignant -0.37 à T_{37H} . Pour les combinaisons de canaux, la différence de polarisation à 37 GHz est la plus affectée (0.47). Pour la combinaison des T_B à 19 GHz et à 37 GHz, les corrélations sont de 0.42, 0.34 et 0.24 en polarisation croisée, verticale et horizontale. Pour les polarisations croisées, la combinaison ne corrige pas mais plutôt amplifie l'effet de la couverture de sol comme la fraction d'eau et de forêt.

Il est aussi intéressant d'observer les corrélations pour la hauteur et de la densité de la neige car leur produit donne l'EEN. L'EEN est bien corrélé avec la hauteur de neige (0.90) mais peu avec la densité (0.11). La hauteur de neige a des tendances semblables que l'EEN pour la latitude (0.51), la longitude (0.25) et l'altitude (0.29). Par contre, la hauteur de neige est inversement corrélée avec la densité de neige (-0.28) et avec le jour julien (-0.24) ainsi que la température de l'air (-0.36). Donc, la hauteur de neige diminue avec le temps et la densité augmente avec cette diminution, à cause du vieillissement de la neige. Les corrélations obtenues avec les canaux sont plus fortes avec la hauteur de neige que pour l'EEN. Les canaux à 19 et 37 GHz ont une corrélation autour de -0.46. La meilleure corrélation est obtenue avec la combinaison $T_{11V-19H}$ (0.40) et la moins bonne est $T_{19H-37H}$ (0.21). Pour l'ensemble des combinaisons, les polarisations croisées et les polarisations verticales obtiennent les meilleurs résultats. La différence de polarisation à $T_{11V-11H}$ obtient de meilleurs résultats que la différence de polarisation $T_{37H-37V}$, une corrélation avec la hauteur de 0.35 contre 0.21.

La densité de neige semble peu affectée par la longitude, la latitude et l'altitude, mais elle est liée avec le jour julien (0.66) et la température de l'air (0.47). On peut voir le graphique de la densité de la neige en fonction du jour julien à la figure 23. La corrélation avec la densité varie entre 0.45 à T_{11V} et 0.36 à T_{37V} . La combinaison la plus corrélée est $T_{11V-19H}$ avec -0.29. Excepté pour cette combinaison, les différences de polarisation sont plus corrélées à la densité que les combinaisons

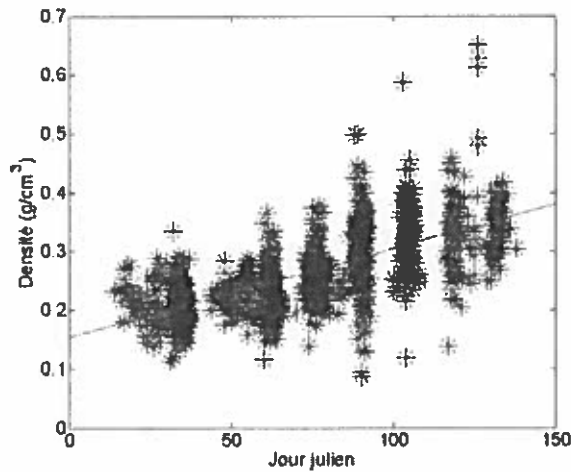


Figure 23 : Densité en fonction du jour julien

avec des corrélations autour de -0.24. La corrélation positive de la température de brillance avec la densité pourrait être liée à l'intercorrélation entre le jour julien, la densité et la température de l'air.

La matrice de corrélation du tableau 15 nous renseigne sur la colinéarité entre les températures de brillance et leurs différentes combinaisons. Lorsque plus d'une variable est incluse dans un modèle de régression, il faut s'assurer que ces variables ne soient pas intercorrélées.

Tableau 15 : Matrice de corrélation des températures de brillance et de leurs combinaisons

	T _{11V}	T _{11H}	T _{19V}	T _{19H}	T _{37V}	T _{37H}	T _{11V-19V}	T _{11H-19H}	T _{11V-19H}
T _{11V}	1								
T _{11H}	0.90	1							
T _{19V}	0.93	0.86	1						
T _{19H}	0.86	0.94	0.94	1					
T _{37V}	0.76	0.80	0.91	0.92	1				
T _{37H}	0.75	0.84	0.88	0.95	0.99	1			
T _{11V-19V}	-0.37	-0.40	-0.69	-0.67	-0.78	-0.75	1		
T _{11H-19H}	-0.20	-0.18	-0.52	-0.52	-0.64	-0.62	0.89	1	
T _{11V-19H}	-0.50	-0.72	-0.70	-0.87	-0.83	-0.89	0.78	0.68	1
T _{11V-37V}	-0.37	-0.49	-0.63	-0.70	-0.88	-0.87	0.85	0.77	0.83
T _{11H-37H}	-0.22	-0.26	-0.51	-0.53	-0.77	-0.75	0.82	0.86	0.68
T _{11V-37H}	-0.42	-0.59	-0.65	-0.77	-0.89	-0.91	0.80	0.72	0.91
T _{19V-37V}	-0.32	-0.48	-0.52	-0.64	-0.83	-0.84	0.67	0.61	0.77
T _{19H-37H}	-0.20	-0.26	-0.40	-0.44	-0.72	-0.70	0.61	0.58	0.55
T _{19V-37H}	-0.39	-0.60	-0.55	-0.73	-0.83	-0.88	0.62	0.57	0.86
T _{11V-11H}	-0.51	-0.83	-0.53	-0.76	-0.61	-0.70	0.33	0.10	0.80
T _{19V-19H}	-0.45	-0.76	-0.51	-0.78	-0.64	-0.74	0.40	0.34	0.89
T _{37V-37H}	-0.40	-0.68	-0.42	-0.69	-0.53	-0.66	0.28	0.25	0.78

Tableau 15 : Matrice de corrélation des températures de brillance et de leurs combinaisons (suite)

	T _{11V-37V}	T _{11H-37H}	T _{11V-37H}	T _{19V-37V}	T _{19H-37H}	T _{19V-37H}	T _{11V-19H}	T _{19V-19H}	T _{37V-37H}
T _{11V-37V}	1								
T _{11H-37H}	0.94	1							
T _{11V-37H}	0.97	0.89	1						
T _{19V-37V}	0.96	0.89	0.95	1					
T _{19H-37H}	0.89	0.92	0.84	0.93	1				
T _{19V-37H}	0.91	0.81	0.97	0.96	0.84	1			
T _{11V-19H}	0.50	0.22	0.65	0.54	0.27	0.71	1		
T _{19V-19H}	0.59	0.39	0.74	0.63	0.35	0.80	0.93	1	
T _{37V-37H}	0.47	0.33	0.66	0.52	0.33	0.74	0.85	0.93	1

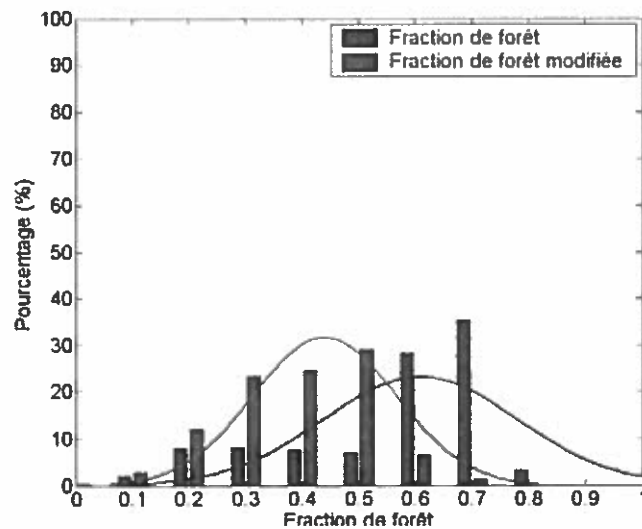
Il y a de grandes corrélations entre les différentes températures de brillance variant de 0.75 à 0.99. La corrélation des températures de brillance avec les combinaisons varie beaucoup plus, entre -0.18 à -0.60 à T_{11H} et entre -0.62 et -0.91 à T_{37H}. Les différences de polarisation ont des corrélations variant entre -0.40 à -0.83 avec les différentes températures de brillance. La corrélation entre les combinaisons de bandes est toujours supérieure à 0.50, variant entre 0.55 et 0.97. Celle entre les différences de polarisation et les combinaisons varie aussi beaucoup de 0.10 à 0.89. Entre elles, les différences de polarisation sont très corrélées, entre 0.85 et 0.93. Il existe donc quelques combinaisons de variables qui sont moins corrélées entre elles mais il est difficile de justifier l'utilisation de plus d'une de ces variables à l'intérieur d'un même modèle de régression linéaire.

5.4. Modification des modèles de régression linéaire pour estimer l'EEN

Dans cette section, différentes corrections seront analysées afin d'améliorer l'estimation de l'EEN. Tout d'abord, il est utile d'effectuer une correction pour la fraction de forêt et la fraction d'eau. La corrélation était peu (d'environ 0.01 point) ou pas améliorée par l'application des corrections pour la fraction de forêt dans la deuxième partie de cette section. Une modification a été effectuée à la fraction de forêt en multipliant par 0.5 la fraction de forêt respective de chaque classe de feuillus sous l'hypothèse que la transmittance des forêts décidus en hiver était plus élevé, cela a permis d'améliorer la corrélation jusqu'à plus de 0.20 point (illustré dans la partie suivante au tableau 16). Matzler (1994b) a montré que la transmittance des feuillus augmente après la défoliation passant d'environ 0 à près de 0.4. Le coefficient de 0.5 affecté au feuillus pourrait résulter du fait qu'une partie du rayonnement contenant de l'information sur le couvert de neige traverse la végétation lorsque elle est composée de feuillus en hiver mais pas dans le cas

des conifères. La fraction de forêt modifiée est ajoutée dans le tableau 14 vu précédemment (p. 52).

Les corrélations avec les températures de brillance, la température de l'air et les combinaisons sont moins fortes, cela peut s'expliquer par le fait que les conifères sont plus nombreux au nord où la température est plus froide. Aussi la corrélation avec l'EEN qui était négative (-0.10) devient positive à (0.22), cela aussi peut s'expliquer par le fait qu'il y a plus de neige dans les régions au nord. L'interprétation de l'effet de la correction devra donc être nuancé due au



changement de signe de la corrélation avec l'EEN même si la corrélation reste faible. La figure 24 compare l'histogramme de la fraction de forêt pondéré par la couverture de forêt et la fraction de couverture de forêt modifiée pour les feuillus. La modification pour les feuillus diminue l'asymétrie de la distribution. La modification peut donc aussi être vue comme une transformation de variable afin d'améliorer la normalité de la distribution.

Le tableau 16 montre la corrélation des diverses combinaisons corrigées pour la forêt et l'EEN pour l'ensemble des observations.

Tableau 16 : Corrélation de l'EEN avec les températures de brillance et leurs combinaisons

	Originale	NSIDC		Hall		Hall modifié		
	R	R	a_{ff}	R	a_{ff}	R	a_{ff}	a_{cau}
T_{11V}	-0.19	0.23		-0.29	0.3	-0.39	0.5	0.6
T_{11H}	-0.24			-0.39	0.4	-0.45	0.5	0.4
T_{19V}	-0.26			-0.36	0.3	-0.43	0.4	0.5
T_{19H}	-0.27			-0.43	0.4	-0.47	0.5	0.4
T_{37V}	-0.30			-0.44	0.4	-0.49	0.6	0.5

Tableau 16 : Corrélation de l'EEN avec les températures de brillance et leurs combinaisons (suite)

	Originale	NSIDC		Hall		Hall modifié		
	R	R	a_{ff}	R	a_{ff}	R	a_{ff}	a_{eau}
T_{37H}	-0.28			-0.46	0.5	-0.50	0.6	0.4
$T_{11V-19V}$	0.28	0.28	1	0.38	0.1	0.46	0.2	0.2
$T_{11H-19H}$	0.18			0.30	0.2	0.40	0.3	0.4
$T_{11V-19H}$	0.29	0.39	1	0.49	0.2	0.53	0.3	0.2
$T_{11V-37V}$	0.29	0.36	1	0.45	0.3	0.51	0.4	0.3
$T_{11H-37H}$	0.21	0.22	1	0.35	0.3	0.43	0.5	0.5
$T_{11V-37H}$	0.28	0.38	1	0.48	0.4	0.52	0.5	0.3
$T_{11V-37H}$	0.28	0.38	1	0.48	0.4	0.52	0.5	0.3
$T_{19V-37V}$	0.27	0.37	1	0.45	0.2	0.50	0.3	0.2
$T_{19H-37H}$	0.19	0.25	1	0.35	0.2	0.43	0.3	0.3
$T_{19V-37H}$	0.25	0.39	1	0.49	0.3	0.52	0.4	0.2
$T_{11V-11H}$	0.24	0.42	1	0.47	0.2	0.51	0.2	0.1
$T_{19V-19H}$	0.22	0.38	1	0.47	0.2	0.50	0.2	0.1
$T_{37V-37H}$	0.11	0.28	1	0.37	0.1	0.42	0.2	0.2

La correction pour la forêt et la fraction d'eau améliore significativement les corrélations. Les corrections qui n'amélioreraient pas les résultats n'ont pas été inscrites dans le tableau, c'est le cas des températures de brillance employées seules dans le modèle NSIDC. De façon générale, les combinaisons des fréquences 19 et 37 GHz et 11 et 37 GHz donnent des résultats similaires. La combinaison $T_{11V-19H}$ donne parfois des résultats légèrement supérieurs, mais comme ces deux fréquences sont peu affectées par la diffusion de volume, cette combinaison ne sera pas étudiée davantage. Pour toutes les combinaisons de fréquences, celle en polarisation croisée obtient les meilleurs résultats suivis de la polarisation verticale et les moins bons résultats sont en polarisation horizontale. Pour les températures de brillance employée seule, le canal T_{37H} obtient des résultats légèrement supérieurs à celui en polarisation verticale. Les différences de polarisation obtiennent des corrélations qui se comparent aux autres combinaisons et elles sont meilleures pour les plus basses fréquences comme 11 GHz. Malgré cela, leur utilisation pour estimer l'EEN est marginale et ne sera pas étudiée plus en détail, surtout que la différence de polarisation à 11 GHz est influencée par les conditions sous-jacentes du sol (Chang et al., 1982).

L'application de la correction avec la température de l'air pour tenir compte de la fraction de forêt dans le pixel permet d'obtenir de meilleurs résultats que la correction plus simple du modèle

NSIDC_{modifié}. L'ajout de la correction pour tenir compte de la fraction d'eau dans le pixel a moins d'influence dans les combinaisons utilisant des polarisations croisées et obtient alors des résultats similaires aux combinaisons utilisant une polarisation verticale.

Le tableau 17 montre les corrélations des combinaisons de température de brillance avec les meilleurs résultats pour chacune des régions à l'hiver 2003 et 2004.

Tableau 17 : Corrélation des modèles avec l'EEN pour différents hivers et régions

		Tout	2003	2004	Taiga	2003	2004	Maritime	2003	2004
Sans correction	T _{37V}	-0.30	-0.33	-0.28	0	-0.38	0.24	-0.22	-0.22	-0.24
NSIDC _{modifié}	T _{19V-37H}	0.39	0.39	0.41	0.18	0.47	-0.21	0.30	0.28	0.35
Coefficients	a _{ff}	1	1	1	1	1	0	1	1	1
Hall _{modifié}	T _{19V-37V}	0.50	0.48	0.56	0.33	0.53	0.46	0.46	0.43	0.51
Coefficients	a _{ff}	0.3	0.2	0.4	0.4	0.2	0.8	0.3	0.3	0.4
	a _{eau}	0.2	0.1	0.3	0.2	0.2	0.3	0	0	0.1

Aux fins de comparaison, le canal T_{37V} sans correction est aussi dans le tableau. La combinaison T_{19V-37V} est montrée pour le modèle avec la correction du NSIDC. Les corrélations du canal T_{37H} ne sont pas indiquées mais les performances étaient légèrement supérieures pour la région maritime atteignant 0.42 en 2004. Aucune des combinaisons ne performait bien dans la région taïga à l'hiver 2004 pour ce modèle. On note en 2004 une inversion de la corrélation liée au fait que la correction pour la fraction de forêt n'améliore pas les résultats. Avec les corrections du modèle Hall, on ne note pas l'inversion de la relation excepté que la correction pour la forêt est la plus forte. Le coefficient de correction est de 0.8 alors qu'il varie entre 0.2 et 0.4 pour les autres sous-ensembles. Il est possible que la correction compense pour le manque de signal. La correction pour la fraction d'eau améliore peu les résultats dans la région maritime. Cela peut s'expliquer par la faible variation de la fraction d'eau dans cette région avec une proportion moyenne de 3% du pixel recouvert d'eau et 30% des pixels sans fraction d'eau comparativement à une proportion moyenne de 11% du pixel recouvert d'eau en région taïga et seulement 3% des pixels sans eau.

Il existe des variations dans les performances des modèles selon la région mais aussi d'importantes différences selon les hivers. La région taïga a de meilleurs résultats que la région maritime en 2003 et c'est l'inverse en 2004. Finalement, on note que la séparation en deux régions n'améliore pas la corrélation exceptée pour la région taïga à l'hiver 2003. Pour voir l'amélioration du modèle région, il est nécessaire d'évaluer aussi l'EQM et l'erreur relative. Nous verrons dans la section suivante que l'EQM et l'erreur relative sont la plupart du temps plus basse pour le modèle régional plus basse que celle du modèle pour un modèle globale à l'échelle du Québec.

La figure 25 montre comment les corrélations de l'EEN et de la combinaison T_{19-37V} corrigée selon la méthode de Hall varient lorsque l'on fixe un seuil pour les températures de l'air. Les

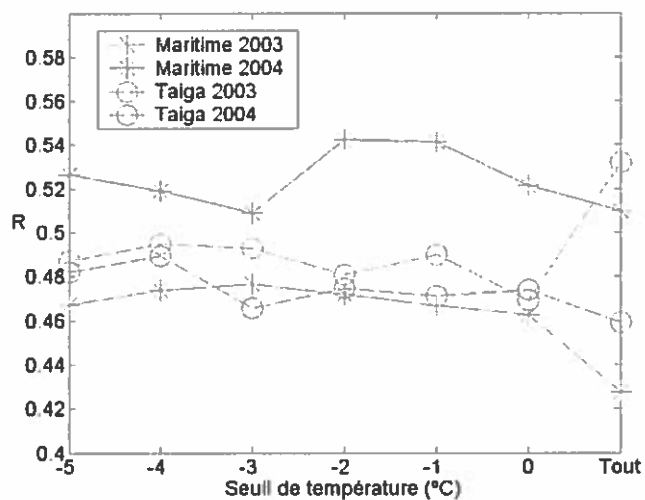


Figure 25: Corrélations pour différents seuils de température

coefficients de corrections employés sont les mêmes que ceux indiqués dans le tableau 17 vu précédemment. On note une légère augmentation de la corrélation lorsque l'on exclue les observations avec une température de l'air supérieure à zéros pour tous les ensembles sauf la région taïga en 2003.

La combinaison $T_{19V-37V}$ corrigée en fonction de l'EEN pour la région taïga en 2003 est affichée dans la figure 26 avec les observations dont la température de l'air est

supérieure à 0°C en rouge. Cela permet de constater que les valeurs de la combinaison les plus faibles correspondent à des observations avec une température de l'air au-dessus du point de congélation, donc possiblement de la neige mouillée. Ces observations ont été prises entre fin mars et mi-mai. Les statistiques d'influence, aussi appelé *leverage*, ont été calculées pour le sous-ensemble de la région taïga en 2003 et les cinq observations avec le plus d'influence sont entourées dans la figure 26. L'influence est un test diagnostique qui identifie les observations possiblement aberrantes et qui ont un poids plus important que les autres dans l'estimation des paramètres de la régression (Besley et al., 1980). Comme l'estimation de l'EEN n'est pas valide

pour la neige mouillée, ces observations ne devraient pas influencer le calcul des paramètres du modèle de régression linéaire et seront donc exclues.

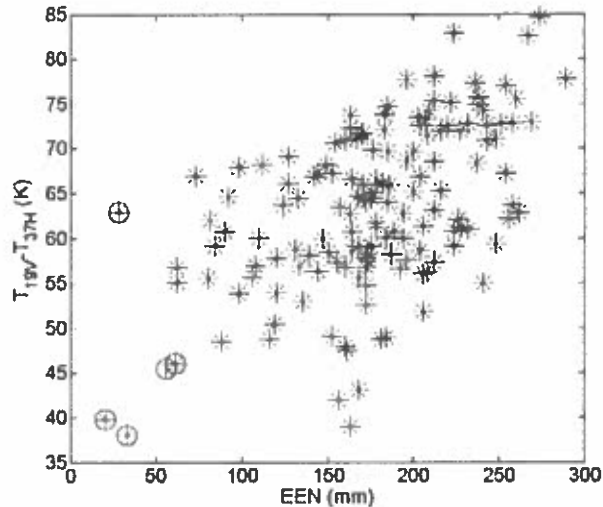


Figure 26: Température de brillance en fonction de l'EEN

Le tableau suivant indique la corrélation pour différent sous-ensemble d'EEN avec la combinaison T_{19-37V} corrigée comme précédemment. L'EEN maximal de chaque sous-ensemble est indiqué en abscisse et les observations avec des températures de l'air supérieur à zéro ont été exclues. Les cases sont grisées lorsque le sous-ensemble est le même que celui le précédent. Contrairement à ce que l'on pourrait s'attendre, la corrélation ne diminue pas avec l'augmentation de l'EEN mais augmente ou reste constante. Comme nous avons peu de

données dans les sous-ensembles ayant de faibles valeurs d'EEN, particulièrement dans la taïga, et qu'il n'y a pas d'amélioration de la corrélation, les modèles ne seront pas restreints à une quantité maximale d'EEN. Dans la prochaine section, il sera néanmoins montré que les valeurs d'EEN plus élevées sont sous-estimées par nos modèles.

Tableau 18 : Corrélations des modèles régionaux pour différent sous-ensemble d'EEN

		50 mm	100 mm	150 mm	200 mm	250 mm	300 mm	350 mm	400 mm	Tout
Maritime	2003	0.47	0.46	0.47	0.45	0.48	0.47	0.47	0.46	
	n	33	129	258	354	411	432	434	435	
	2004	0.16	0.33	0.37	0.38	0.41	0.46	0.49	0.51	0.52
	n	22	87	186	277	348	391	406	417	418
Taïga	2003	-	0.04	0.22	0.25	0.36	0.47			
	n	0	9	26	77	115	127			
	2004	-	-	0.39	0.29	0.34	0.36	0.41	0.45	0.47
	n	0	2	16	44	90	135	168	182	187

5.5. Développement de modèles de régression linéaire

Basé sur les résultats de la section précédente, la combinaison $T_{19V-37V}$ avec la correction de Hall pour la fraction de forêt et d'eau servira à estimer l'EEN. Avec cette combinaison des modèles de régression linéaires simples seront développés pour la région maritime et taïga et par la suite les résultats des deux régions et des deux hivers seront regroupés en un modèle plus général. Les coefficients de correction pour l'eau et la fraction de forêt sont ceux trouvés dans la section précédente pour l'ensemble des observations de chaque région, sans distinction selon l'hiver afin de faciliter la comparaison des modèles (voir tableau 17, p. 60). Aussi les observations avec des températures de l'air supérieures à zéro ont été exclues. Il n'a pas été envisagé d'utiliser un modèle de régression multiple dû à la forte intercorrélacion entre les variables. Les observations de chaque sous-ensemble sont séparées en deux sous-groupe, entraînement et validation. Le groupe d'entraînement servira à calculer les coefficients et ce sont ces coefficients qui seront appliqués au groupe de validation. Les caractéristiques de ces deux groupes sont présentées dans le tableau 19.

Tableau 19 : Statistiques descriptives des groupes d'entraînement et de validation

		n	Moyenne (mm)	Écart-type (mm)
Maritime 2003	Entraînement	218	135	65
	Validation	217	139	64
Maritime 2004	Entraînement	209	171	83
	Validation	209	167	80
Taïga 2003	Entraînement	64	183	47
	Validation	63	185	50
Taïga 2004	Entraînement	94	253	74
	Validation	93	257	74

5.5.1. Modèle pour la région maritime

Trois modèles ont été développés pour la région maritime, soient pour l'ensemble des observations et pour l'hiver 2003 et l'hiver 2004. La correction pour la fraction de forêt est de 0.3 tandis que la correction pour la fraction d'eau est nulle. Les caractéristiques du modèle sont

décrites dans le tableau 20. Bien que l'EEN et l'écart type (167 ± 80 mm) soient plus élevés en 2004 qu'en 2003 (139 ± 64 mm) la corrélation est plus forte en 2004 (0.56) qu'en 2003 (0.46). Par contre, comme l'EQM est un peu moins élevé en 2003, l'erreur relative est équivalente pour les deux ensembles, un peu plus de 40%. La pente et la constante pour l'ensemble des observations sont à mi-chemin entre celles des deux hivers. Si on se fie à l'erreur relative, le modèle pour les deux hivers performe un peu moins bien mais la différence n'est pas très élevée.

Tableaux 20: Modèles développés pour la région maritime

	n	R	Seuil significatif	Constante	Pente	EQM	Erreur relative (%)	Biais
Ensemble	427	0.50	0.000	-61	4.3	66	0.43	0
Validation	426	0.47	0.000			65	0.43	-2
2003	218	0.46	0.000	-24	3.2	58	0.43	0
Validation	217	0.43	0.000			58	0.42	0
2004	209	0.56	0.000	-98	5.4	69	0.40	0
Validation	209	0.56	0.000			67	0.40	-2

À la figure 27 pour le modèle maritime à l'hiver 2003, on peut voir que l'EEN prédit surestime mais augmente en même temps que l'EEN sur le terrain mais que quelque part entre 100 et 150 mm d'EEN sur le terrain les valeurs estimées cesse d'augmenter. On remarque aussi que l'étendue d'EEN sur le terrain est plus faible qu'en 2004 et que le modèle ne semble pas pouvoir estimer des valeurs supérieures à 200 mm. En 2004 à la figure 28, on remarque une variabilité plus constante autour de la ligne EEN prédit égale EEN sur le terrain. L'EEN maximal pouvant être prédit est aussi légèrement plus élevé.

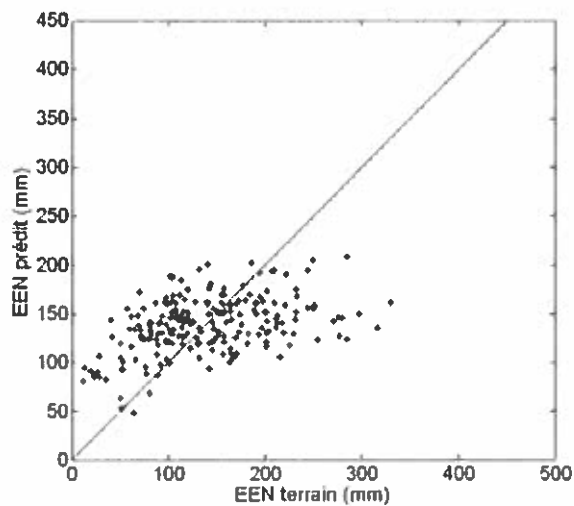


Figure 27: EEN prédit par le modèle maritime en 2003 fonction de l'EEN

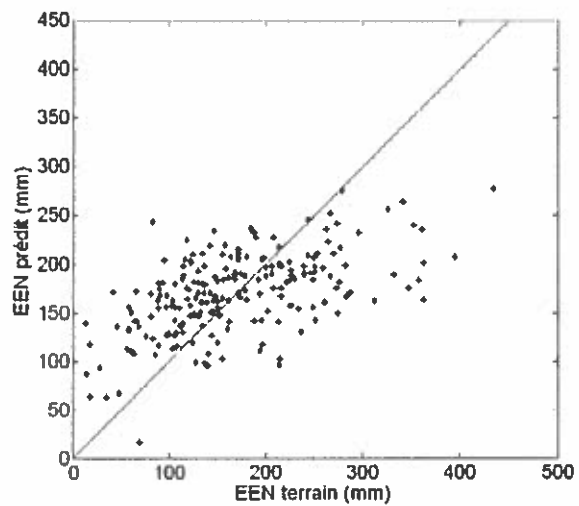


Figure 28: EEN prédit par le modèle maritime en 2004 en fonction de l'EEN

5.5.2. Modèle pour la région taïga

Des modèles semblables sont développés pour la région taïga. La correction pour la fraction de forêt est de 0.4 tandis que la correction pour la fraction d'eau est de 0.2, deux corrections légèrement plus élevées que dans la région maritime. Les caractéristiques du modèle sont décrites dans le tableau 21. En 2003, l'EEN et l'écart type (185 ± 50 mm) sont plus faibles qu'en 2004 (257 ± 74 mm) mais les corrélations sont semblables. Par contre, l'EQM est moins élevé et l'erreur relative est plus faible en 2003 atteignant une erreur relative de 0.24. Comme dans la région maritime, le modèle pour les deux hivers performe un peu moins bien que les modèles par année. La pente ainsi que la constante est moins élevée dans la région taïga que dans la région maritime.

Tableaux 21: Modèles développés pour la région taïga

	n	R	Seuil significatif	Constante	Pente	EQM	Erreur relative (%)	Biais
Ensemble	158	0.37	0.000	-15	3.1	68	0.30	0
Validation	156	0.37	0.000			70	0.31	6
2003	64	0.40	0.001	7	2.3	43	0.24	0
Validation	63	0.45	0.000			45	0.24	2
2004	94	0.38	0.000	17	3.1	69	0.27	0
Validation	93	0.43	0.000			68	0.27	9

En comparant la figure 29 et 30 on voit que la variabilité dans l'estimation de l'EEN sur le terrain est moins élevée à l'hiver 2003 qu'à l'hiver 2004, mais l'EEN sur le terrain atteint des valeurs plus élevées en 2004.

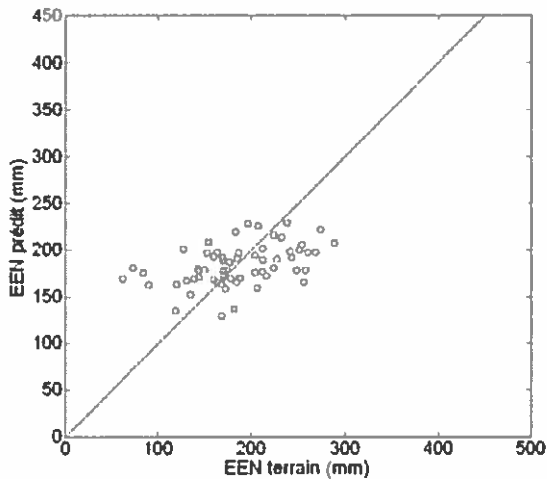


Figure 29: EEN prédit par le modèle taïga en 2003 en fonction de l'EEN sur le terrain

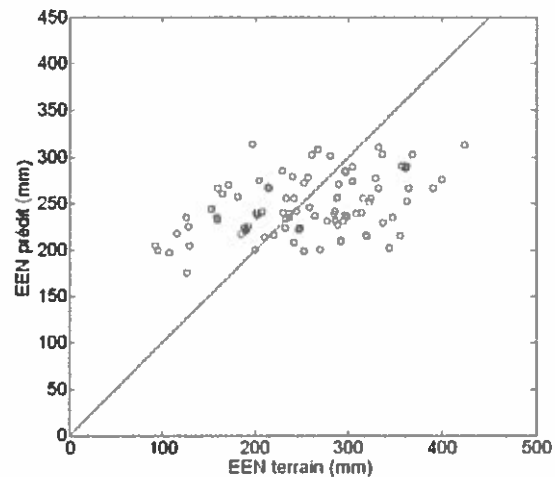


Figure 30: EEN prédit par le modèle taïga en 2004 en fonction de l'EEN sur le terrain

5.5.3. Ajustement des modèles par mois

Dans cette section, des modèles avec des coefficients ajustés chaque mois sont évalués pour les deux régions. Cela permet de voir comment la précision de l'estimation de l'EEN évolue au cours de l'hiver. Toutes les observations disponibles ont été utilisées afin d'obtenir suffisamment d'observations par mois, excluant les observations avec des températures de l'air supérieur à zéro. Malgré cela, il n'y a pas assez d'observations au mois de janvier et mai pour la région maritime et pour certains mois dans la région taïga. Comme les résultats ne sont pas validés avec des données indépendantes, ils sont présentés seulement à titre indicatif.

Le tableau 22 indique les résultats mensuels des modèles ajustés. Pour la région maritime, les meilleurs résultats sont au début de l'hiver. L'erreur relative la plus élevée est en avril malgré que la corrélation pour ce mois est une des plus élevées. Si l'on exclut le mois de janvier dû au manque d'observations, c'est en février qu'on obtient la plus petite EQM, soit 40 et 53 mm en 2003 et 2004 respectivement. En mars, la corrélation et la pente sont les plus faibles tandis que la

constante et l'EEN moyen sont les plus élevés. Cela signifie que l'augmentation de la valeur $T_{19v.37v}$ est moins fortement liée à l'augmentation de l'EEN sur le terrain tandis que la constante reflète un biais élevé.

Pour la région taïga, peu de mois sont statistiquement significatif. Il ne serait pas possible d'ajuster les coefficients mensuellement pour cette région. L'EQM est parfois plus faible (45 mm en 2003 et 68 en 2004) mais le biais est élevé et la sensibilité à l'EEN sur le terrain est plus faible. De plus, le mois de janvier semble avoir des résultats un peu moins bons que les autres, si on regarde l'erreur relative, malgré que ce soit au début de l'hiver que la quantité de neige est la moins importante.

Tableau 22 : Ajustement mensuel des modèles

		n	R	Seuil significatif	Constante	Pente	EQM (mm)	Erreur relative	EEN moyen (mm)
Maritime 2003	Janvier	5	0.66	0.228	-74	3.0	14	0.15	94
	Février	99	0.46	0.000	-25	2.8	40	0.35	113
	Mars	211	0.32	0.000	48	2.2	56	0.36	156
	Avril	119	0.65	0.000	-107	4.6	59	0.47	125
	Mai	1							125
2004	Janvier	12	0.78	0.003	-206	7.6	52	0.29	178
	Février	105	0.52	0.000	-83	4.6	53	0.36	147
	Mars	214	0.45	0.000	-39	4.5	65	0.35	188
	Avril	78	0.69	0.000	-157	6.2	79	0.54	145
	Mai	9	0.65	0.056	-287	8.4	90	0.48	189
Taïga 2003	Janvier	26	0.13	0.513	87	0.7	34	0.25	134
	Février	38	0.36	0.026	95	1.2	27	0.15	184
	Mars	36	0.25	0.134	127	1.1	32	0.15	213
	Avril	21	0.43	0.051	46	2.1	49	0.23	211
	Mai	6	0.88	0.021	-417	7.4	29	0.22	132
2004	Janvier	41	0.27	0.091	50	2.2	63	0.31	202
	Février	42	0.26	0.096	110	1.9	64	0.25	252
	Mars	40	0.25	0.113	113	2.0	64	0.24	271
	Avril	42	0.29	0.067	128	2.0	65	0.23	281
	Mai	22	0.53	0.011	-62	4.1	76	0.27	278

Ces résultats nous montrent que l'ajustement par mois n'est pas envisageable pour la région taïga. La grande variation de la constante et de la pente pour le modèle maritime rend difficile l'application de ce type de modèle car elle implique l'entraînement des coefficients chaque mois.

5.5.4. Modèle pour l'ensemble du territoire

Dans cette partie, on combine les résultats des modèles des deux régions pour estimer l'EEN de l'ensemble du territoire. Le tableau 22 montre les résultats de l'ensemble du territoire à l'hiver 2003 et 2004. Bien que la corrélation soit plus forte, particulièrement en 2004, l'erreur quadratique moyenne est entre celle pour le modèle maritime et le modèle pour la taïga calculée précédemment. On avait remarqué dans la section précédente sur l'analyse des corrélations (tableau 17, p. 60) que la corrélation était plus forte pour l'ensemble des observations que pour les deux régions séparées (0.50 pour les deux hivers, 0.48 en 2003 et 0.56 en 2004). En comparant avec les valeurs du tableau 23, on voit que les corrélations sont améliorées en utilisant deux modèles distincts pour estimer l'EEN de l'ensemble du territoire.

Tableaux 23: Résultats pour l'ensemble du territoire et pour les deux hivers

	n	R	p	EQM	Erreur relative (%)	Biais
Ensemble	582	0.58	0.000	66	0.43	0
2003	280	0.51	0.000	55	0.37	0
2004	302	0.66	0.000	67	0.34	2

Les figures 31 et 32 permettent d'illustrer la légère détérioration des résultats du modèle généralisé par rapport à l'hiver 2004 qui obtient la plus forte corrélation (0.66) des modèles développés dans cette section.

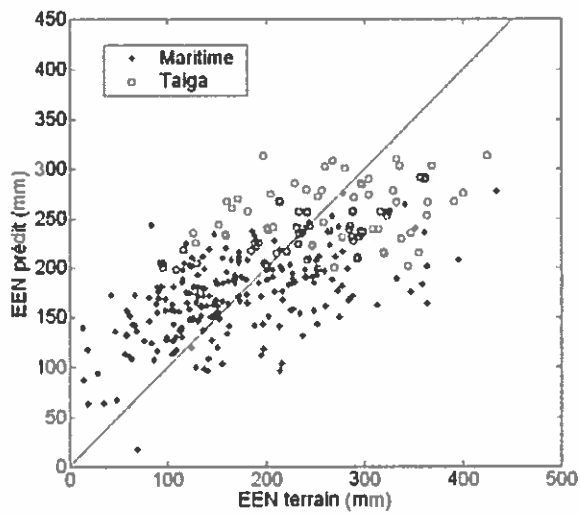


Figure 31 : EEN prédit par le modèle pour 2004 en fonction de l'EEN sur le terrain

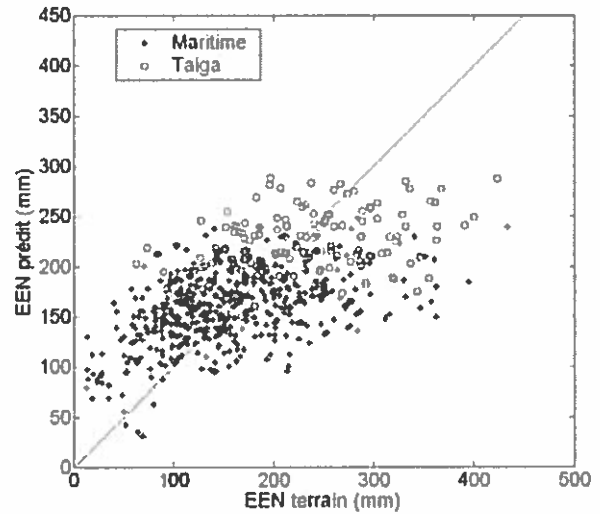


Figure 32 : EEN prédit par le modèle pour l'ensemble des observations en fonction de l'EEN sur le terrain

5.5.5. Analyse des résidus

Dans cette section, les résidus des modèles maritime et taïga en 2003 et en 2004 sont examinés au tableau 24 afin de voir quelles variables ont le plus impact sur l'estimation de l'EEN par notre modèle.

Tableau 24: Corrélation des résidus des modèles avec différentes variables

Région	Ensemble	Maritime			Taïga		
Période	2003-2004	2003-2004	2003	2004	2003-2004	2003	2004
EEN	0.82	0.87	0.90	0.84	0.91	0.90	0.91
Hauteur	0.68	0.73	0.73	0.74	0.78	0.65	0.82
Densité	0.26	0.22	0.22	0.16	0.48	0.34	0.48
Latitude	0.15	0.30	0.28	0.34			-0.22
Longitude	0.27	0.25	0.38	0.19	0.34		0.59
Altitude	0.19	0.17	0.16	0.21	0.21	-	0.42
Jour julien	0.15			-	0.35	0.39	0.35
T _{air}	0.15	0.13			0.26		0.31
ff		0.11				-0.27	
Fraction d'eau		-0.12	-0.19			0.25	-

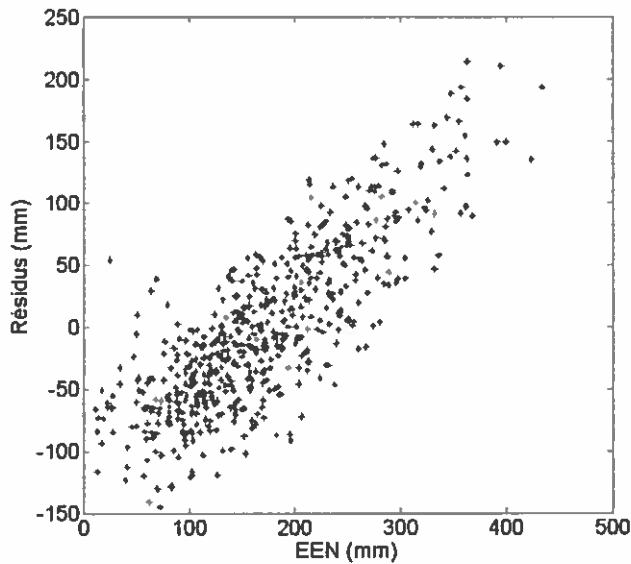


Figure 33 : EEN prédit par le modèle pour l'ensemble des observations en fonction de l'EEN sur le terrain

Dans la section précédente, on avait trouvé que l'EEN était surestimé pour les petites quantités de neige sur le terrain et sous-estimé pour les grandes quantités de neige. Cela est montré de nouveau avec la corrélation des résidus avec l'EEN illustré à la figure 33. C'est cette variable qui explique le plus les résidus. Le tableau 25 montre de nouveau la corrélation de l'EEN sur le terrain, mais pour les régions maritimes et taïga, avec les autres variables afin de tenter de distinguer les variables ayant une véritable influence sur l'estimation de l'EEN et celles qui sont simplement corrélées

avec l'EEN sur le terrain. Par exemple, la densité est corrélée avec les résidus malgré le fait que l'EEN a une corrélation importante seulement en 2004 à la région taïga. Par contre, on voit que la corrélation inverse avec le résidu à l'hiver 2003 dans la taïga pourrait être liée au fait que la fraction de forêt est liée avec l'EEN seulement pour les autres ensembles. Malgré cela, la correction pour la forêt avait aussi amélioré les résultats pour ce sous-ensemble car la corrélation était comparable à celle de l'autre hiver et son EQM est plus petit. À la lumière du tableau 25, on voit que l'influence de la latitude et de la longitude sur les résidus proviennent de la distribution de l'EEN sur le terrain car leur corrélation avec les résidus s'apparente à leur corrélation avec l'EEN. Même chose pour l'altitude sauf en 2003 pour la taïga où il n'y a pas d'influence sur le résidu malgré la corrélation positive avec l'EEN sur le terrain. L'influence du jour julien peut s'expliquer par sa corrélation avec l'EEN en 2004 mais pas en 2003 pour la région taïga. La température de l'air est seulement corrélée avec les résidus pour la région taïga en 2004. Les modèles sont corrigés en utilisant l'information sur la température de l'air et un seuil a été appliqué afin d'exclure les observations comprenant possiblement de la neige mouillée. Par contre, pour ce sous-ensemble une corrélation positive a été calculée entre l'EEN et la température de l'air (0.26) alors qu'elle est négative dans les autres sous-ensembles. Finalement,

la corrélation des résidus avec la fraction d'eau suit la même tendance qu'avec l'EEN excepté en 2004 pour la taïga.

Tableau 25 : Corrélation de l'EEN avec les autres variables

Région	Maritime		Taïga	
Période	2003	2004	2003	2004
Densité	0.14			0.50
Latitude	0.43	0.56		-0.24
Longitude	0.33	0.19		0.60
Altitude	0.17	0.28	0.20	0.49
Fraction de forêt modifiée	0.36	0.46		0.39
Fraction d'eau	-0.14		0.17	-0.14
Jour julien			-	0.37
T _{air}	-0.13	-0.14	-0.25	0.26

Par la suite, les résidus sont cartographiés pour identifier s'il y a d'autres tendances dans la distribution des résidus outre que la latitude et la longitude. Les figures 34 et 35 présentent les résultats pour l'année 2003 et 2004 respectivement. Sur les cartes de résidus, les zones jaunes et rouges représentent les cas où l'EEN est sous-estimé alors que les zones bleues et mauves représentent les zones où l'EEN est surestimé. Les pixels où les observations sont situées sont entourés. On peut noter quelques trous à l'intérieur des régions qui sont dus à des pixels avec une autre classe de neige (alpine).

Il y a une tendance à la surestimation dans les zones les plus au sud-ouest de la région maritime, le sud du Québec, et de sous-estimation au nord-est, les berges du St-Laurent. Au nord-est, la contamination des pixels par l'émission de l'eau pourrait être en partie responsable de cette sous-estimation. On peut voir la corrélation des résidus avec la longitude dans la région taïga pour l'hiver 2004, avec une zone de surestimation à l'ouest et de sous-estimation à l'est assez distincte qui sont assez distincte.

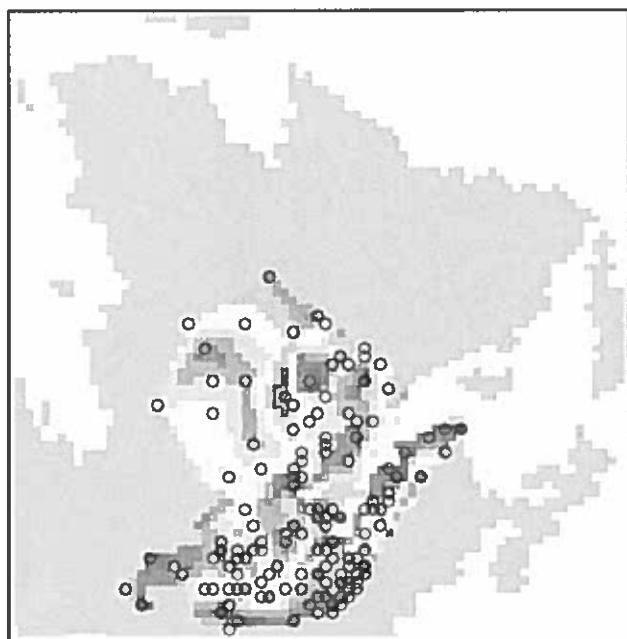


Figure 34 : Carte des résidus pour l'hiver 2003

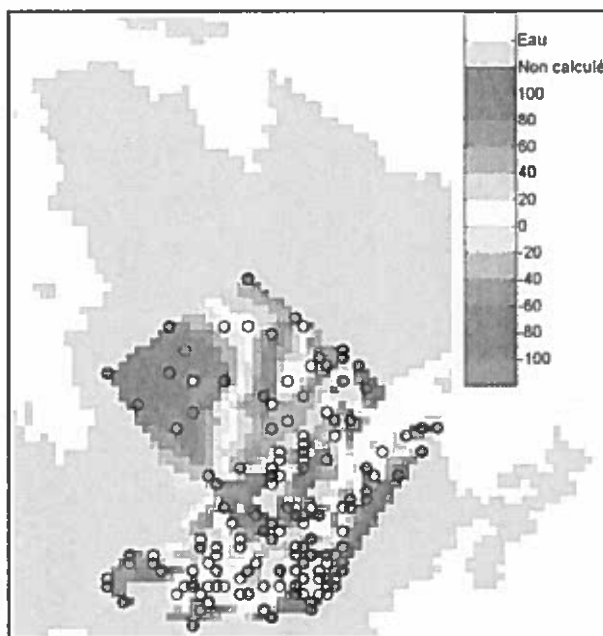


Figure 35 : Carte des résidus pour l'hiver 2004



6. Interprétation des résultats

L'investigation du produit journalier d'EEN du NSIDC a d'abord révélé que l'EEN sur le terrain n'était pas détecté dans 46 %. Deux causes ont été identifiées, le test de diffusion employé par le NSIDC et les valeurs négatives lors de la soustraction des canaux à 19 et 37 GHz. C'est le test de diffusion (équation 3.1, p.33) qui occasionne la majorité des erreurs de détection. L'erreur augmente au cours de l'hiver car le test de diffusion est un simple seuil de température de brillance fortement lié à la température de l'air particulièrement en présence de végétation. Il serait préférable que le produit assigne un code d'erreur lorsque le test est négatif au lieu d'assigner une valeur nulle d'EEN.

Il a été possible de voir que les combinaisons de canaux pouvaient avoir des valeurs négatives. Normalement, pour une différence entre un canal à basse et à haute fréquence (comme $T_{19V-37V}$), les valeurs devraient résulter en une valeur positive car il y a diffusion de volume dans le canal à haute fréquence. À ce chapitre, les résultats varient selon la combinaison utilisée. Pour $T_{11V-37V}$, $T_{19H-37H}$, $T_{19V-37V}$ et $T_{19V-37H}$, c'est respectivement 16 %, 10 %, 5 % et 1 % des observations contenant de la neige qui ont des valeurs inférieures à zéro. Par contre, la combinaison $T_{19V-37V}$ permet d'identifier 80 % des observations sans neige alors que la combinaison en polarisation croisée n'aide pas à la détection des observations sans neige. La proportion de valeurs négatives est semblable dans les deux régions pour la combinaison $T_{19H-37H}$ mais la majorité de celles-ci (92 %) sont dans la région maritime pour la combinaison $T_{19V-37V}$. Une explication envisagée est la différence de résolution entre les deux canaux, avec possiblement une proportion de végétation différente dans le champ de vision à basse fréquence, cela expliquerait pourquoi l'effet est plus fort pour la combinaison $T_{11V-37V}$. L'effet serait plus élevé dans la région maritime où la proportion de forêts est plus élevée ainsi que la température de l'air ce qui amplifie l'effet de la végétation sur la température de brillance.

L'évaluation du produit de cartographie de l'EEN du NSIDC a révélé une sous-estimation importante de l'EEN. De plus, pour l'hiver 2004 qui comportait de plus grandes quantités de neige au sol, il y a une corrélation inverse entre l'EEN estimé et l'EEN sur le terrain. L'analyse des résidus a révélé une corrélation très forte avec l'EEN sur le terrain et la hauteur de neige. Ces

résultats confirment notre première hypothèse que le produit de cartographie de l'EEN du NSIDC n'est pas adapté au Québec dû à des EEN du couvert nival élevé.

L'analyse de la matrice de corrélation pour l'ensemble des observations a révélé que le meilleur canal pour estimer l'EEN est T_{37V} . Par contre, les canaux sont positivement corrélés avec la température de l'air. L'utilisation de combinaisons atténue cet effet et effectivement le coefficient de détermination de T_{37V} est de 0.64 contre 0.27 pour $T_{19V-37V}$. Les combinaisons qui performant le moins sont celles en polarisation horizontale telle que $T_{19H-37H}$ et c'est celle-ci qui est utilisée dans le produit d'EEN NSIDC. La polarisation horizontale serait plus affectée par la stratification horizontale du couvert, mais cela ne reflète pas nécessairement une augmentation de l'EEN ou de la hauteur de neige. Le canal à 11 GHz n'était pas présent sur le capteur précédent, SSM/I, et jumelé à une résolution améliorée offre un potentiel intéressant. Car en combinant le canal à 11 GHz qui est moins affecté que le canal à 19 GHz par le couvert nival, cela pourrait permettre d'estimer l'EEN lorsqu'il est plus élevé. Néanmoins, il n'a pas été jugé nécessaire d'utiliser cette dernière car elle montrait des corrélations comparables à $T_{19V-37V}$ fréquemment utilisées dans d'autres études. Un des facteurs qui peut limiter le potentiel de cette combinaison par rapport à la combinaison $T_{19V-37V}$ est la différence de résolution accentuée entre les canaux de températures de brillance aux deux fréquences.

La combinaison $T_{11V-19H}$ semble aussi avoir un potentiel intéressant pour estimer l'EEN plus élevé. Les combinaisons en polarisation croisée VH n'ont pas été sélectionnées, mais obtenaient parfois des résultats supérieurs aux combinaisons en polarisation verticale employée. Cette combinaison de polarisation est intéressante car elle combine un canal à basse fréquence en polarisation verticale, moins affecté par le couvert de neige, avec un canal à haute fréquence en polarisation horizontale qui est favorisé dans certaines études. Néanmoins, l'utilisation de ce type de combinaison complique l'interprétation du résultat en ajoutant l'effet de la différence de la polarisation. Bien que les résultats sur la polarisation croisée HV ne soient pas inclus dans l'étude, c'est la combinaison de polarisation qui a obtenu les moins bonnes corrélations avec l'EEN et elle n'a pas été retenue comme une avenue à explorer. Une raison qui nous a fait favoriser la combinaison des fréquences 19 et 37 GHz plutôt que 11 et 19 GHz, c'est que l'étendue des valeurs possibles est plus faible pour cette dernière combinaison. Cela laisse

présumer qu'il y a une moins grande sensibilité aux variations des conditions sur le terrain, entre autres à la variation de l'EEN.

La neige mouillée semble avoir un effet sur l'estimation de l'EEN si l'on se fie aux résultats que nous avons obtenus en analysant l'exclusion d'observations avec une température de l'air supérieure à 0 °C. Trois des sous-ensembles ont eu une légère augmentation de la corrélation alors que la taïga à l'hiver 2003 a eu une baisse de la corrélation qui était liée à des observations contenant possiblement de la neige mouillée et qui influençait le calcul des coefficients de la régression. Nous n'avons pas pu démontrer de baisse de corrélation avec l'augmentation de l'EEN malgré le fait que les quantités élevées d'EEN soient sous-estimées. Puisque les modèles ont été développés et testés sur deux années avec des quantités importantes de neige ($\bar{x}_{EEN} = 170$ mm et $\sigma_{EEN} = 83$ mm), cela laisse croire que l'épaisseur du couvert de neige au Québec rend difficile l'estimation de l'EEN avec un modèle empirique.

L'ajustement des coefficients des modèles de régression linéaire avec des données terrains permet d'améliorer les résultats donné par le modèle du NSIDC mais même en ajoutant à cela les corrections pour l'eau et la forêt, la sensibilité à l'EEN n'est pas très élevé. Néanmoins, l'ajustement des coefficients a permis d'évaluer la sensibilité de diverses combinaisons de canaux à l'EEN sous différentes conditions. L'ajout de constantes a permis d'éliminer le biais dans l'estimation de l'EEN mais cela est moins pertinent dans un contexte opérationnel où le biais n'est pas connu a priori. Cette constante permet de minimiser l'EQM dans un modèle de régression mais il faudrait des données pour plusieurs hivers afin qu'elle ne soit pas simplement liée au biais d'un unique hiver. La séparation du site d'étude en deux zones maritime et taïga, donne des corrélations similaires, environ 0.45, pour les différents sous-ensembles sauf pour maritime à l'hiver 2004 qui se distingue avec une corrélation de 0.56. Malgré la fraction moins importante de forêt et les températures de l'air plus froides, les corrélations ne sont pas meilleures dans la taïga mais l'EQM et l'erreur relative est plus faible même si les quantités d'EEN sont plus élevées. Les résultats variaient donc selon la région mais aussi différaient selon l'hiver. La deuxième hypothèse que des modèles de régression linéaires régionaux pourraient permettre une estimation précise de l'EEN n'a pu être validée. Néanmoins, les modèles ont permis de montrer

les différences entre les deux régions ainsi que les meilleures performances de la combinaison $T_{19V-37V}$ comparativement à $T_{19H-37H}$.

On a noté que le coefficient de correction de forêt est plus petit pour l'hiver 2003 que pour l'hiver 2004, mais la différence n'est pas très grande pour la région maritime, de 0.3 à 0.4, alors qu'elle passe de 0.2 à 0.8 dans la région taïga. Pour un modèle opérationnel, il est préférable de garder la correction fixe à travers les hivers. Avec un coefficient représentatif des deux hivers pour chaque région, le coefficient de la région maritime est plus faible que celui de la région taïga (0.3 contre 0.4) malgré que la fraction de forêt soit moins élevée même avec le poids plus élevé attribué aux conifères (0.4 contre 0.45). La correction pour la forêt est une façon simple de tenir compte de la végétation. Il est valable de donner un poids différent aux feuillus car ils perdent leurs feuilles pendant l'hiver ce qui a un effet sur l'émissivité. Par contre, les traces des capteurs à différente fréquence ont des résolutions différentes et la fraction de forêt perçue aux deux fréquences est différente. La quantité de neige est aussi différente mais on suppose qu'un des canaux est peu sensible à l'EEN, ce qui permet de négliger la différence de résolution. Ce n'est pas le cas pour la végétation qui est importante aux deux fréquences. Le fait d'avoir des fractions de forêt différente aux deux fréquences pourrait améliorer les résultats.

La troisième hypothèse est que la précision du modèle variait au cours de l'hiver et selon la région. En ajustant les coefficients tous les mois, on voit que les corrélations et les pentes varient effectivement au cours de l'hiver. En général, les résultats sont meilleurs au début de l'hiver. Pour la taïga, les résultats en janvier sont légèrement moins bons qu'en février car si l'EQM est comparable l'EEN moyen est plus faible qu'en février. Au mois de mars, la corrélation est au plus bas mais si la corrélation augmente en avril mai, l'EQM et l'erreur relative augmentent aussi.

La corrélation des résidus avec la latitude, la longitude et l'altitude indique un aspect spatial de l'erreur. En cartographiant les résidus, nous avons identifié des zones de sous-estimation le long du fleuve et des zones de surestimation au sud du Québec. Notre hypothèse de la variation spatio-temporelle des performances du modèle est donc confirmée. Les erreurs qui ont été détectées le long du fleuve montrent que non seulement les pixels océan doivent être exclus mais les pixels adjacents auraient aussi pu être masqués.



7. Discussion des résultats

Dans cette partie, les résultats de certaines études sont analysés et comparés avec les nôtres. Hall et al. (1982) avait noté une corrélation plus forte en polarisation horizontale avec la couverture de forêt, cela a aussi été noté dans notre étude. Un de ses arguments était d'utiliser la polarisation horizontale plus sensible à la neige en présence de végétation, mais il y avait une corrélation positive entre la neige et la végétation. Comme une correction pour la forêt est incluse dans le modèle, il est plus intéressant d'utiliser la polarisation verticale qui est mieux corrélée avec l'EEN et moins sensible à la stratification et à la végétation. Malgré la correction pour la forêt, Foster et al. (1991) recommande pour certaines régions, comme la forêt boréale du Québec, d'utiliser les données climatologiques au lieu de la télédétection pour avoir des mesures plus précises dues à la trop grande densité de forêt. La difficulté d'estimer l'EEN dans le nord du Québec avait aussi été notée par Chang et al. (1987). Cette étude a relevé les mêmes difficultés et l'amélioration des résultats nécessiterait plus de données terrains et une connaissance plus fine de l'influence de la couverture de sol dans l'émissivité du pixel.

Hall et al. (1982) a étudié la corrélation entre la végétation, la neige et les températures de brillance pour le mois de février 1979 et 1980. Ces résultats sont différents de ceux de notre étude pour l'ensemble de l'hiver. Premièrement, ces auteurs notaient une corrélation positive de 0.83 entre la couverture de forêt et la hauteur de neige. Cela avait amené une corrélation positive entre l'EEN et la température de brillance qu'on ne trouve pas dans notre étude. La relation trouvée entre la couverture de forêt et l'EEN est plus faible, soit -0.10 pour la fraction de forêt originale et 0.22 pour la fraction de forêt modifiée. La relation entre la température de brillance et la neige reste négative pour chaque canal comme prévu dans la théorie. Cette différence est probablement due aux caractéristiques différentes de la répartition de la végétation. Il a aussi été noté que la transmittance des feuillus et des conifères en hiver pouvait affecter les résultats. La correction pour la transmittance des feuillus trouvé empiriquement reflète celle mesuré dans l'étude de Matzler (1994b).

Hallikainen et Jolma (1986) avaient observé l'augmentation de la réponse vers mars et avril, l'hiver étant légèrement plus court en Finlande. Normalement, dû aux plus grandes quantités de

neige au sol et au début de la fonte cela aurait dû être l'inverse. Ils avaient attribué cela à l'augmentation de la taille des grains et à l'augmentation de la rugosité de surface dues aux métamorphismes de fonte et gel. Cette période est suivie de la diminution de la réponse en partie à cause de la neige mouillée, mais aussi parce que lors de nuit froide, seule une partie de la couche est regelée diminuant la couche effective de neige. Foster et al. (1997) avait noté que la période de mai à octobre avait des résultats exceptionnels et la raison invoquée était que la majorité de la neige était au nord de la forêt boréale. Par contre, pendant le mois d'avril ils obtenaient les meilleurs résultats alors que la forêt boréale a encore de la neige, mais ils avaient pensé à une coïncidence. Nous avons constaté que l'inclusion d'observations contenant possiblement de la neige mouillée semblait gonfler artificiellement la corrélation des combinaisons avec l'EEN vers la fin de l'hiver.

Hallikainen et Jolma (1992) avaient constaté des coefficients plus élevés que ceux trouvés par Chang et al. (1987) et avaient attribué ces coefficients plus élevés à une moindre sensibilité de la température de brillance à l'EEN due à la forêt qui masquait le signal de la neige. En avril et en mai, nous avons aussi constaté que les pentes sont parfois plus élevées que pour les autres mois possiblement à cause d'une moins grande sensibilité. Excepté ces cas à la fin de l'hiver, les coefficients qui ont été trouvés sont généralement plus petits ou égaux à ceux de Chang et al. (1987) dans la région maritime et systématiquement plus petit dans la région taïga.

De Sève (1999) avait noté l'inversion des relations entre les températures de brillance et l'EEN à partir de 150 mm. Cela a été noté avec les valeurs estimées du produit d'EEN NSIDC qui ont des corrélations inverses avec l'EEN sur le terrain à l'hiver 2004. L'EEN moyen mensuel passe de 192 mm au début de l'hiver à 287 mm à la fin de l'hiver et les relations sont statistiquement significatives de mars à avril. Cette inversion de la relation a aussi été notée avec le modèle NSIDC modifié pour la région taïga à l'hiver 2003 où la correction pour la forêt n'améliorait pas les résultats. Par contre, les corrections appliquées dans nos modèles ne subissent pas cette inversion de la relation.

Le modèle de régression linéaire n'est pas le seul qui sature à partir d'une certaine quantité d'EEN. Le modèle HUT a rencontré des difficultés similaires liées à l'utilisation des données de

télédétection en micro-ondes passives. Pulliainen (2006) présente une méthodologie intéressante d'assimilation des données en combinant les données de télédétection, les données terrains, le modèle HUT et le krigeage pour faire la cartographie de l'EEN.

La carte de classes de neige utilisée dans cette étude a été conçue à partir de données en Alaska et elle n'a pas été validée au Canada. La définition de ces classes devrait être adaptée pour être appliquée au Québec. La classe taïga est définie avec une hauteur de neige entre 30 et 120 cm alors que la classe maritime c'est entre 75 et 500 cm. Dans la zone taïga, la hauteur moyenne de nos observations était de 88 cm et dépassait 120 cm dans seulement 10 % des cas par contre pour la classe de neige maritime la hauteur moyenne était de 57 cm et dépassait 75 cm dans seulement 27 % des cas. De plus, la densité était inférieure à celle définie pour la classe maritime, soit une moyenne de 0.272 g/cm^3 pour nos observations contre 0.350 g/cm^3 dans Sturm (1995). Il avait aussi été noté que des pixels avec de fortes quantités de neige en mai se trouvaient classifiés dans la zone maritime dans les environs de Sept-Îles. Même si ces classes proposent des caractéristiques de neige homogène, il existe une grande variabilité à l'intérieur des classes qui peut dépendre de facteurs locaux, de la latitude, du climat et de bien d'autres facteurs.



8. Conclusion

Cette étude a permis d'évaluer le produit de cartographie de l'EEN du NSIDC et a démontré les limites d'un algorithme global applicable à l'ensemble du globe. L'hypothèse que le produit de cartographie de l'EEN du NSIDC est mal adapté au Québec a été confirmée et il en résulte une importante sous-estimation de l'EEN dû à des EEN du couvert nival souvent supérieur à 150 mm. Plutôt que d'avoir un modèle unique pour tout le globe, il semble plus réaliste de faire des modèles différents basés sur des régions homogènes. Cette étude a aussi permis d'analyser des données micro-ondes et de couverture de sols à de plus hautes résolutions ainsi que des combinaisons de canaux différents. L'entraînement de deux modèles distincts pour la zone d'étude a permis d'améliorer les résultats mais pas avec la précision que l'on aurait voulu avoir. Certaines régions comme le long du fleuve comportaient des erreurs plus importantes. Finalement, cette étude a permis de voir que l'erreur fluctuait dans le temps et qu'elle pouvait varier de façon importante d'hiver en hiver. Ces résultats limitent l'utilisation d'un modèle empirique pour estimer l'EEN au Québec. En soulignant les difficultés de l'estimation de l'EEN et en identifiant plus précisément certaines des causes d'erreurs, cette étude espère contribuer à l'amélioration de la surveillance et de la mesure des paramètres cryosphériques qui sont un des objectifs de CRYSYS.

Le nouveau produit de cartographie de l'EEN du NSIDC se base sur l'estimation de la hauteur de la neige avec les micro-ondes passives combinées avec des modèles de densité différents selon les classes de neige. Globalement, ce modèle devrait faire mieux que le précédent mais pour le Québec l'estimation de l'EEN va probablement rester un grand défi. L'emploi de la polarisation verticale permettrait à ce modèle d'améliorer les résultats pour la province de Québec. Ce modèle avait aussi un test de diffusion afin d'exclure les pixels avec de la neige mouillée et des surfaces sans neige mais il avait de la difficulté à détecter la présence de neige. En présence de végétation, il semble difficile de détecter la présence de neige mais aussi de détecter des conditions de neige humide qui nuisent à l'estimation de l'EEN. La définition d'un test pour la présence ou l'absence de neige ainsi que pour distinguer la neige sèche et mouillée applicable dans les diverses conditions retrouvées dans la province de Québec serait un objectif important pour le développement d'un algorithme d'estimation de l'EEN opérationnelle.

Le plein potentiel du capteur AMSR-E aurait pu être davantage exploité en utilisant une grille de 12.5 km ou les données du capteur non rééchantillonnées en EASE-Grid. Il aurait alors été possible d'obtenir une résolution s'approchant plus de la trace au sol du capteur avec une fréquence de 37 GHz qui est plus sensible à l'EEN. Aussi il faudrait envisager l'utilisation de fraction de forêt différente selon la fréquence. Bien que la correction dans cette étude a été appliquée seulement au canal à 37 GHz, la fraction de forêt influençait sûrement le signal à 19 GHz différemment étant donné que la trace au sol est différente. L'interrelation entre l'EEN et la fraction de forêt ainsi que les différences d'émissivité entre les conifères et les feuillus en hiver serait un autre aspect qu'il serait intéressant d'approfondir.

Cette étude a montré les limites au Québec d'un algorithme global applicable à l'ensemble du globe pour cartographier l'EEN. Néanmoins, la validation de ce produit dans des régions climatiques différentes permet de voir comment le modèle performe dans des conditions de neige différentes. Dans les prairies, ce type de modèle fonctionne bien. Des recherches plus approfondies sont encore nécessaires pour estimer l'EEN en présence de forêt et le modèle de régression linéaire pourrait faire place à d'autres méthodes plus complexes. L'assimilation des données terrain, météorologiques et de télédétection est une avenue de recherche importante en attendant que la télédétection puisse être utilisée seule. Les réseaux de neurones et les modèles d'émission de la neige, comme HUT, sont des techniques plus récentes et très prometteuses pour les recherches futures.

Références

Armstrong, R.L., Chang, A., Rango, A., Josberger, E. (1993) Snow depths and grain-size relationships with relevance for passive microwave studies. *Annals of glaciology*, vol. 17, 171-176 p.

Bernier, M., Fortin, J.-P., Gauthier, Y., Gauthier, R., Roy, R., Vincent, P. (1999) Determination of snow water equivalent using RADARSAT SAR data in eastern Canada. *Hydrological Processes*, vol. 13, 3041-3051, p.

Bernier, M., Fortin, J.-P. (1998) The potential of times series of C-band SAR data to monitor dry and shallow snow cover. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, vol. 36, no. 1, 226-243 p.

Berry, M.O. (1981) Snow and climate. *Handbook of snow : principles, processes, management and use*, édité par Gray D.M., Male, D. H., Pergamon, Press Canada Ltd, Willowdale, 32-58 p.

Besley, D. A. (1991) A guide to using the collinearity diagnostics. *Computer science in economics and management*, vol. 4, 33-50 p.

Besley, D. A., Kuh, E., Welsch, R.E. (1980) *Regression diagnostics : identifying influential data and sources of colinearity*. Wiley, New York, 292 p.

Bland W. L., Helmke, P. A., J. M. Baker (1997) High resolution snow-water equivalent measurement by gamma-ray spectroscopy. *Agricultural and forest meteorology*, vol. 83, 27-36 p.

Bonn, F., Rochon, G. (1992) *Précis de télédétection – volume I. Principes et méthodes*, Sainte-Foy, Presse de l'Université du Québec / AUPELF, 633 p.

Brodzick, M.J. (2002) EASE-Grid: a versatile set of equal-area projections and grids. National Snow and Ice Data Center (NSIDC), University of Colorado, Boulder.
http://nsidc.org/data/ease/ease_grid.html

Brown, R., O'Neill, D. (2002) National plan for cryospheric monitoring. Meteorological Service of Canada, Climate Research Branch, Climate Processes and Earth Observations Division, Downsview, Ontario.

Brown, R. D., Braaten, R. O. (1998) Spatial and temporal variability of Canadian monthly snow depths, 1946-1995. *Atmosphere-Ocean*, vol. 36, n°1, 37-54 p.

Carroll, T. (2001) Airborne gamma radiation snow survey program. National operational hydrologic remote sensing center, Minnesota, USA, 9 p.

Carroll, S. S., Day, G. N., Cressie, N. , Carroll, T. R. (1995) Spatial modelling of snow water equivalent using airborne and ground based snow data. *Environmetrics*, vol. 6, 127-139 p.

Centre canadien de télédétection (2006) Tutoriel: Notions fondamentales de télédétection.
http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/resource/tutor/fundam/index_f.php.

Centre météorologique canadien (2004) Le système régional de prévision à 15 km. Note technique, Direction du Développement et Opérations, 31 p.

Chang, A.T.C., Kelly, R.E.J., Foster, J. L., Hall, D. K. (2003) Global SWE monitoring using AMSR-E data. Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2003. IGARSS '03. Proceedings. 2003 IEEE International, 680-682 p.

Chang, A.T.C., Rango, A. (2000) Algorithm theoretical basis document (ATBD) for the AMSR-E snow water equivalent algorithm. Goddard space flight center, the earth observing system, project science office, 49 p.

Chang, A.T.C., Koike, T. (2000) Progress in AMSR snow algorithm development. Microwave radiometry remote sensing of Earth's surface and atmosphere, VSP, édité par Pampaloni, P. et Paloscia S., Florence, Italy, 515-523 p.

Chang, A.T.C., Foster, J.L., Hall, D.K., Goodison, B.E., Walker, A.E., Metcalfe, J.R., Harby, A. (1997) Snow parameters derived from microwave measurements during the BOREAS winter field campaign. *Journal of geophysical research*, vol. 102, 29663-29671 p.

Chang, A.T.C., Tsang, L. (1992) A neural network approach to inversion of snow water equivalent from passive microwave measurements. *Nordic hydrology*, vol. 23, 173-182 p.

Chang, A.T.C., Foster, J.L., Hall, D.K. (1987) Nimbus-7 SMMR derived global snow cover parameters. *Annals of glaciology*, vol. 9, 39-44 p.

Chang, A.T.C., Foster, J.L., Hall, D.K., Rango, A., Hartline, B.K. (1982) Snow water equivalent estimation by microwave radiometry. *Cold regions science and technology*, vol. 2, 259-267 p.

Comtois-Boutet, F., Royer, A., Goïta, K., Pardé, M. (2004) Évaluation d'un algorithme de cartographie de l'équivalent en eau de la neige par télédétection dans les micro-ondes passives avec le capteur AMSR-E pour la province de Québec. 12^e congrès de l'association québécoise de télédétection, 5 p.

Coté, J., Gravel, S., Méthot, A., Patoine, A., Roch, M., Staniforth, A. (1998) The operational CMC-MRB Global Environmental Multiscale (GEM) Model. Part I: Design considerations and formulation. *Monthly Weather review*, vol. 126, 1373-1395 p.

CRYSYS (2006) CRYSYS (CRYosphere SYStem). in Service Météorologique Canadien, Downsview, <http://www.msc-smc.ec.gc.ca/crysys/>

Derksen, C., Walker, A., Goodison, B. (2005) Evaluation of passive microwave snow water equivalent retrievals across the boreal forest/tundra transition of western Canada. *Remote sensing of environment*, 315-327 p.

Derksen, C., LeDrew, E., Walker, A., Goodison, B. (2000) Influence of sensor overpass time on passive microwave-derived snow cover parameter. *Remote sensing of environment*, vol. 71 297-308 p.

De Sève, D. (1999) Développement d'un algorithme pour cartographier l'équivalent en eau de la neige au sol (EEN) dans un environnement de taïga à partir des données de micro-ondes passives du capteur SSM/I. Thèse à l'INRS-Eau, Université du Québec, 121 p.

De Sève, D., Bernier, M., Fortin J.-P., Walker, Anne (1997) Preliminary analysis of the snow microwave radiometry using the SSM/I passive microwave data : The case of the watershed of La Grande River watershed (Quebec). *Annals of glaciology*, vol. 25, 353-361 p.

Dewey, K.F., Heim, R. (1981) Satellite observations of variations in Northern Hemisphere seasonal snow cover. NOAA technical report NESDIS 1 in Chang et al. 2000.

Engman, E. T. (1995) Recent advances in remote sensing in hydrology. *Review of geophysics*, 967-975 p.

Foster, J.L., Chang, A.T.C., Hall, D. K. (1997) Comparison of snow mass estimates from a prototype passive microwave snow algorithm, a revised algorithm and a snow depth climatology, *Remote sensing of environment*, vol. 62, 132-142 p.

Foster, J.L., Chang, A.T.C., Hall, D.K., Rango, A. (1991) Derivation of snow water equivalent in boreal forest using microwave radiometry. *Arctic*, vol. 44, 147-152 p.

Gauthier, Y., Bernier, M., Fortin, J.-P., Gauthier, Y., Roy, r., Vincent, P. (2001) Operational determination of snow water equivalent using RADARSAT data over a large hydroelectric complex in Eastern Canada. Remote sensing and hydrology 2001 proceedings, no. 267, 343-348.

Geo Scientific Ltd (2006) Watershed monitoring instrumentation, <http://www.geoscientific.com/>

Gidda, C., Whiteley, H., Rubinstein, I., Schroeter, H. (2003) Comparison of SSM/I satellite data with modeled snowpack water content for areas of Northern and Southern Ontario, 60th Eastern snow conference, Sherbrooke, 159-171 p.

Global Hydrology and Climate Center (2006) AMSR-E Instrument description, NASA, Marshall Space Flight Center, University of Alabama, Huntsville, <http://www.ghcc.msfc.nasa.gov/AMSR/>

Goïta, K., Walker, A.E., Goodison, B.E. (2003) Algorithm development for the estimation of snow water equivalent in the boreal forest using passive microwave data. International journal of remote sensing, vol. 24, no. 5, 1097-1102 p.

Goodison, B.E., Walker, A.E. (1994) Canadian development and use of snow cover information from passive microwave satellite data. Passive microwave remote sensing of land-atmosphere interactions, édité par Choudhury, B.J., VSP, Utrecht, Hollande, 245-262 p.

Goodison, B.E. (1989) Determination of areal snow water equivalent on the Canadian prairies using passive microwave satellite data. Compte-rendu du 1989 International Geoscience And Remote Sensing Symposium (*IGARSS '89*), Vancouver, Colombie-Britannique, Canada, 10 au 14 juillet, 1243-1246 p.

Goodison, B.E., Ferguson, H.L., McKay, G.A. (1981) Measurement and data analysis. Handbook of snow : principles, processes, management and use, édité par Gray D.M., Male, D. H., Pergamon Press Canada Ltd, Willowdale, 191-274 p.

Groisman, P. Y., Karl, T. R., Knight, R. W. (1994) Observed impact of snow cover on the heat balance and the rise of continental spring temperatures, *Science*, vol. 263, 198-201 p.

Hall, D.K., Foster, J.L., Chang, A.T.C. (1982) Measurement and modeling of microwave emission from forested snowfields in Michigan. *Nordic hydrology*, vol. 13, 129-138 p.

Hallikainen, M. T., Jolma, P. A. (1992) Comparison of algorithms for retrieval of snow water equivalent from Nimbus-7 SMMR data in Finland, *International Transactions on geoscience and remote sensing* vol. 30, no. 1, 124-131 p.

Hallikainen, M. T., Jolma, P. A. (1986) Retrieval of the water equivalent of snow cover in Finland by satellite microwave radiometry, *International Transactions on geoscience and remote sensing* vol. 24, no. 6, 855-862 p.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), *Climate change 2001: The Scientific Basis (2001) Contribution of Working Group I to the third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, New York.

Kelly, R.E., Chang, A.T.C., Tsang, L., Foster, L.J. (2003) A prototype AMSR-E global snow area and snow depth algorithm. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, vol. 41, no. 2, 230-242 p.

Kelly, R. E. J., Chang, A. T. C. and J. L. Foster (2006) AMSR-E/Aqua L3 Global Snow Water Equivalent EASE-Grids. National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO, USA, http://nsidc.org/data/docs/daac/ae_swe_ease-grids.gd.html

Kurvonen, L., Hallikainen, M. (1997) Influence of land-cover category on brightness temperature of snow. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, vol. 35, no. 2, 367-377 p.

Land Processes Distributed Active Archive Center (2007) MODIS/Terra Land Cover Type Yearly L3 Global 1km SIN Grid. <http://edcdaac.usgs.gov/modis/mod12q1v4>

Latifovic, R., Zhu, Z., Cihlar, J., Giri, C. (2002) Land cover of North America 2000. Natural Resources Canada, Canada Center for Remote Sensing, US Geological Service EROS Data Center

Lothar, S. (1982) Applied statistics : a handbook of techniques. Springer-Verlag, Springer series in statistics, N.Y., USA, 706 p.

Li L., Njoku, E. G., Eastwood, I., Chang, P.S., St-Germain, K. (2004) A preliminary survey of radio-frequency interference over the U.S. in AQUA AMSR-E data. IEEE Transactions on geoscience and remote sensing, vol. 42, no. 2, 380-390 p.

Mätzler, C. (1994a) Passive microwave signature of landscape in winter. Meteorology and atmospheric physics, vol. 54, 241-260 p.

Matzler, C. (1994b) Microwave transmissivity of a forest canopy: experiments made with a beech. Remote Sensing of Environment, vol. 48, 172-180 p.

McKay, G.A., Adams, W. P. (1981) Snow and living things. Handbook of snow : principles, processes, management and use, édité par Gray D.M., Male, D. H., Pergamon, Press Canada Ltd, Willowdale, 3-31 p.

McKay, G.A., Gray, D.M. (1981) The distribution of snow cover. Handbook of snow : principles, processes, management and use, édité par Gray D.M., Male, D. H., Pergamon, Press Canada Ltd, Willowdale, 153-190 p.

Ministère des ressources naturelles (2001) Guide d'échantillonnage de la neige. Ministère des ressources naturelles, 15 p.

Natrella, M., Croarkin, C., Tobias, P. (2006) Engineering statistics handbook. National Institute of Standard and Technology, <http://www.itl.nist.gov/div898/handbook/index.htm>

Neter, J., Kutner, M.H., Nachtsheim, C.J., Wasserman, W. (1996) Applied linear regression models, Irwin, USA, 720 p.

Norusis, M. J. (1993) SPSS for Windows Base System User's Guide Release 6.0. SPSS Inc., Chiga, USA, 819 p.

Physical Oceanography DAAC (2006) Physical Oceanography Distributed Archive Data Center, Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, http://podaac.jpl.nasa.gov:2031/sensor_docs/

Pulliainen, J. (2006) Mapping of snow water equivalent and snow depth in boreal and sub-arctic zones by assimilating space-borne microwave radiometer data and ground-based observations. Remote sensing of environment, vol. 101, 257-269 p.

Pulliainen, J., Hallikainen, M. (2001) Retrieval of regional snow water equivalent from space-borne passive microwave observations. Remote sensing of environment, vol. 75, 76-85 p.

Pulliainen, J., Grandell, J., Hallikainen, M. (1999) HUT snow emission model and its applicability to snow water equivalent retrieval. IEEE geoscience and remote sensing, vol. 37, no. 3, 1378-1390 p.

Rango, A. (1993) Snow hydrology processes and remote sensing. Hydrological processes, vol. 7, 121-138 p.

Rees, G. (2001) Physical principles of remote sensing. Cambridge University Press, New-York, 343 p.

Ressources naturelles Canada (2006) The atlas of Canada, terrestrial ecozone, <http://atlas.nrcan.gc.ca/site/english/maps/environment/forest/forestcanada/terrestrialecozones/1>

Robinson, D.A., Kukla, G. (1985) Maximum surface albedo of seasonnaly snow covered lands in the northern hemisphere. Journal of climate and applied meteorology, vol. 24, p. 402-411.

Rott, H., Nagler, T., Scheiber, R. (2003) Snow mass retrieval by means of SAR interferometry. 3rd FRINGE Workshop (European Space Agency ESA)

Rott H., Nagler T. (1994) Intercomparison of snow retrieval algorithms by means of spaceborne microwave radiometry. Passive microwave remote sensing of land-atmosphere interactions, édité par Choudhury, B.J., VSP, Utrecht, Hollande, 227-243 p.

Roy, V. (2003) Détermination de l'équivalent en eau de la neige en présence d'un couvert végétal par télédétection passive dans le domaine micro-onde. Mémoire de maîtrise, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, 100 p.

Smyth, J., Goïta K. (1999) Statistical analysis of the impact of temperature and vegetation cover on snow water equivalent using SSM/I data over New Brunswick and Southern Quebec. 56th Eastern snow conference, Fredericton, Canada, 91-97 p.

Snedecor, G. W., Cochran, W. G. (1989) Statistical methods. Ames, Iowa State University Press, 503 p.

Steppuhn, H. (1981) Snow and agriculture, édité par Gray D.M., Male, D. H., Pergamon, Press Canada Ltd, Willowdale, 153-190 p.

Sturm, M., Holmgren, J., Liston, G.E. (1995) A seasonal snow cover classification system for global to local applications. Journal of climate, vol. 8, 1261-1283 p.

Tedesco, M., Pulliainen, J., Takala, N., Hallikainen, M., Pampaloni, P. (2004) Artificial neural network-based techniques for the retrieval of SWE and snow depth from SSM/I data. Remote sensing of environment, vol. 90, 76-85 p.

Ulaby, F.T., Moore, R.K., Fung, A. K. (1983) Microwave remote sensing active and passive, Volume 1 Microwave remote sensing fundamentals and radiometry. Artech house, Norwood, 456 p.

Ulaby, F.T., Moore, R.K., Fung, A. K. (1981) Microwave remote sensing active and passive, Vol. III -- Volume Scattering and Emission Theory, Advanced Systems and Applications. Artech house, Norwood, 1100 p.

Ulaby, F. T., Stiles, W. H. (1980) The active and passive microwave response to snow parameters 2. Water equivalent of dry snow. Journal of geophysical research, vol. 85, n°2, 1045-1049 p.

Walker, A. E., Goodison, B. E. (1993) Discrimination of a wet snow cover using passive microwave satellite data. Annals of glaciology, vol. 17, 307-311 p.

Wiesmann, Andreas, Mätzler, C. (1999) Microwave emission model of layered snowpack. Remote sensing of environment, vol. 70, 307-316 p.

Wilson, L. L., Tsang, L., Hwang, J., Chen, C. (1999) Mapping snow water equivalent by combining a spatially distributed snow hydrology model with passive microwave remote-sensing data. IEEE transactions on geoscience and remote sensing, vol. 37, no. 2, 690-703 p.

Woo, M. (1997) A guide for ground based measurement of the arctic snow cover. Atmospheric Environment Service, Climate Research Branch, 30 p.



Annexe 1 Code pour la projection EASE-Grid

```
function [ligne,colonne] = coordeasegrid(latitude,longitude);

%Fonction qui calcule l'équivalent des longitude et des latitudes dans la
%projection EASE-Grid
%Par Arnaud Mialon

%Constante
R=6371.228;      %Rayon de la Terre
C=25.067525;    %Taille du pixel
r0=360;         %Colonne a l'origine
s0=360;         %Ligne a l'origine

%Conversion des longitude en degré car ils doivent etre exprimé en radian
%lors de la conversion en EASE grid
lambda=(longitude*pi)/180;
phi=(latitude*pi)/180;

%Projection des lat/long en pixel EASE-Grid
Rg=R/C;
rho=2*Rg*sin(PI/4-phi/2);
%Arrondir pour obtenir les lignes et colonnes
%On doit ajouter un car les matrices dans Matlab commence a 1,1 et non 0,0
ligne=round(s0+rho.*cos(lambda))+1;
colonne=round(r0+rho.*sin(lambda))+1;
```

Annexe 2 : Code de l'algorithme global de cartographie de l'équivalent en eau de la neige du NSIDC pour calculer l'EEN

```

/* misty:/usr/people/powell/AMSRsnow/granule/GetSWE.c

Compute snow water equivalent (SWE) and snow depth for one pixel. */

#include <stdio.h>
#include "../zdefines.h"

/**/ Globals ***/
extern char NoDynamicInputFlag;
extern int  SnoClass, month;
extern float albedo, t18v, t18h, t24v, t36v, t36h, t89v, t89h, swe;
extern unsigned char OutFlags;
extern struct dynamic DynamicInput[ROWS2][COLS], DynamicOutput[ROWS2][COLS];

/*=====
=====*/

void GetSWE( int *col, int *row )
{
    /**/ SWE algorithm version-0 ***/

#ifdef USE_LATER
    static float SWEconst[MAX_SNOW_CLASS][12] = {
        3.6, 3.2, 2.8, 2.4, 2.4, 2.4, 2.4, 4.8, 4.8, 6.4, 5.6, 4.0,
        4.0, 3.6, 3.2, 2.8, 2.4, 2.4, 2.4, 4.8, 4.8, 6.4, 5.6, 4.8,
        4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, /* Never used
    */
        4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8,
        4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8,
        4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8,
        4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 4.8, 6.4, 6.0, 5.6 };

    /**/ Grain size index (0-15). Matches SWEconst. ***/
        0   1   2   3   4   5   6   7   8   9   10  11  12  13
    14  15
        1.2, 1.5, 1.8, 2.0, 2.4, 2.8, 3.2, 3.6, 4.0, 4.4, 4.8, 5.2, 5.6, 6.0,
    6.4, 6.8
    ***/

    static unsigned char GrainIndex[MAX_SNOW_CLASS][12] = {
        7,  6,  5,  4,  4,  4,  4, 10, 10, 14, 12,  8,
        8,  7,  6,  5,  4,  4,  4, 10, 10, 14, 12, 10,
        10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, /* Never used
    */
        10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10,
        10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10,
        10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10,
        10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 14, 13, 12 };
#endif
#endif

```

```

/**** float    coef, sc37, scx, scat;  ****/

DynamicOutput[*row][*col].flags |= 0;    /* Not used at present */

if( t36v < 250.0 && t36h < 240.0 ) {
    static float coef= 4.8;
    /****     swe = coef * (t18h-t36h) / ( 1.0 - 0.2 * albedo);    OLD_2004-02-25
****/

    /**** 02/25/04: Divide swe by 2 since it can go beyond the MAX_SNOW_VALUE
(240). ****/
    swe = coef * (t18h-t36h) / ( 2.0 * ( 1.0 - 0.2 * albedo) );

    if( swe < 1.0 )
        swe = 0.0;

    swe = ( swe <= MAX_SNOW_VALUE ) ? swe : MAX_SNOW_VALUE;

} else {

    swe = 0.0;
}

OutFlags = UNVALIDATED;
}

```

Annexe 3 : Statistiques descriptives des mesures terrains

	n	EEN (mm)		Hauteur (cm)		Densité (kg/m ³)	
		Moyenne	Écart-type	Moyenne	Écart-type	Moyenne	Écart-type
Tout	1308	169	83	65	31	268	68
2003	644	144	65	59	27	255	71
2004	664	194	90	71	32	280	64
Maritime	958	150	76	57	28	272	73
2003	495	134	65	54	26	258	73
Janvier	5	94	16	54	4	173	19
Février	99	113	45	58	18	194	30
Mars	230	157	58	67	23	238	48
Avril	151	119	75	36	22	326	66
Mai	10	60	45	16	12	374	28
2004	463	167	83	60	29	287	70
Janvier	12	178	79	78	28	222	46
Février	105	147	62	63	22	229	38
Mars	239	184	74	65	27	292	55
Avril	84	142	109	43	34	331	58
Mai	23	157	99	44	30	381	117
Taïga	350	222	78	88	27	255	52
2003	149	176	54	75	25	247	62
Janvier	26	134	34	69	12	193	24
Février	38	184	29	88	14	210	22
Mars	39	212	32	92	13	231	28
Avril	24	200	59	70	24	294	42
Mai	22	119	58	34	17	352	42
2004	201	256	75	98	24	262	43
Janvier	41	202	65	89	21	226	36
Février	42	252	66	101	20	246	24
Mars	42	271	64	104	18	260	28
Avril	46	272	71	100	26	275	35
Mai	30	289	89	93	31	317	36

Annexe 4 : Température de l'air

	Janvier		Février		Mars		Avril		Mai	
	Moyenne	Écart-type	Moyenne	Écart-type	Moyenne	Écart-type	Moyenne	Écart-type	Moyenne	Écart-type
Maritime 2003 (°C)	-21	6	-11	7	-13	9	-6	7	3	2
Maritime 2004 (°C)	-24	8	-12	5	-6	6	-4	3	1	5
Taïga 2003 (°C)	-23	5	-22	9	-16	12	-10	10	1	3
Taïga 2004 (°C)	-26	8	-17	6	-16	11	-7	7	-5	7

Annexe 5: Article soumis à la 12e rencontre de l'AQT

ÉVALUATION D'UN ALGORITHME DE CARTOGRAPHIE DE L'ÉQUIVALENT EN EAU DE LA NEIGE PAR TÉLÉDÉTECTION DANS LES MICRO-ONDES PASSIVES AVEC LE CAPTEUR AMSR-E POUR LA PROVINCE DE QUÉBEC

Félix Comtois-Boutet¹, Alain Royer², Kalifa Goïta³ et Mickaël Pardé⁴

1. Centre d'applications et de recherche en télédétection, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, Canada, felix.comtois-boutet@usherbrooke.ca
2. Idem, alain.royer@usherbrooke.ca
3. Idem, kalifa.goita@usherbrooke.ca
4. Idem, michael.parde@usherbrooke.ca

RÉSUMÉ

L'étude de la neige est essentielle pour la surveillance du climat et trouve aussi des applications dans l'estimation de la quantité d'eau libérée par la fonte de la neige au printemps. Les micro-ondes passives offrent un grand potentiel pour estimer l'équivalent en eau de la neige, mais il y a sous-estimation dans les zones de forêt dense. Le nouveau capteur AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS) offre une meilleure résolution que le capteur micro-onde passive SSM/I (Special Sensor Microwave Imager), et deux nouvelles bandes dans les hyperfréquences. L'objectif de cette étude est d'évaluer le nouveau produit de cartographie de l'équivalent en eau de la neige de AMSR-E pour la province de Québec. Des données d'équivalent en eau de la neige acquises sur le terrain pour l'hiver 2002-2003 et 2003-2004, couvrant la zone entre 55° et 82° ouest et entre 44° et 63° nord, sont utilisées pour la validation. La comparaison montre une absence de corrélation entre les données terrains et les données du produit AMSR-E. L'erreur moyenne est de 38.7% à l'hiver 2002-2003 et de 44.7% à l'hiver 2003-2004. L'erreur s'accroît tout au long de l'hiver atteignant un maximum au mois de mai. Dans plus de 20% des cas, l'algorithme ne détecte pas de neige alors que les données terrains indiquent la présence de neige. Ces résultats montrent l'inefficacité de l'algorithme AMSR-E à estimer la quantité de neige au Québec.

INTRODUCTION

L'estimation de la quantité de neige accumulée permet de prédire l'écoulement printanier lié à la fonte des neiges. Cette eau peut servir à approvisionner la population en eau potable, à irriguer les cultures, à alimenter les réservoirs hydroélectriques ou elle peut provoquer des inondations (i). Au Canada, le réseau d'observation de la neige est localisé surtout en basse altitude et dans le sud du pays. De plus, le réseau d'observation a diminué de 15% depuis la fin des années quatre-vingt-dix dues aux coupures budgétaires (ii). Cette étude s'intéresse surtout à l'équivalent en eau de la neige (EEN), soit la hauteur du couvert multipliée par sa densité. La télédétection dans les micro-ondes passives offre un grand potentiel pour l'estimation de l'EEN. Dans les prairies canadiennes, des cartes de l'équivalent en eau de la neige sont produites de façon opérationnelle en utilisant la différence entre deux canaux (18 et 37 GHz) (iii). De Sève a proposé un algorithme utilisant la différence de canal pondérée en fonction de la couverture du sol et des conditions de neige pour le nord du Québec et a obtenu de bons résultats. Par contre, l'utilisation de cet algorithme nécessite l'estimation a priori de la quantité de neige, car la relation entre la température de brillance et l'EEN s'inverse à partir d'un certain point (iv). L'inversion d'un algorithme semi-empirique, le modèle HUT, a aussi été proposée pour l'estimation de l'EEN

dans les zones de forêt boréale, mais il nécessite la connaissance de paramètres au sol souvent délicats à acquérir (v). Le satellite AQUA lancé en 2002, ayant à son bord le capteur AMSR-E, offre une résolution améliorée (environ 12.5 km pour la bande 36.5 GHz contre environ 25 km pour SSM/I) et deux nouveaux canaux (6.9 et 10.7 GHz). Un produit de cartographie de l'EEN basé sur ce capteur est disponible sur le site de NSIDC. Ce produit est basé sur l'algorithme développé par Chang et al. (vi), mais des études antérieures avaient révélé une sous-estimation importante de l'EEN avec cet algorithme. L'objectif de cette étude est d'évaluer ce produit pour la province de Québec.

FACTEUR INFLUANT SUR LE PRODUIT DE CARTOGRAPHIE DE L'ÉQUIVALENT EN EAU DE LA NEIGE AMSR-E

L'algorithme de Chang utilise la différence de température de brillance entre le canal 18 GHz et 37 GHz:

$$EEN = 4.8(TB_{18v} - TB_{37v}) / (1 - ff) \quad (1)$$

où TB_{18v} et TB_{37v} sont les températures de brillance à 18 et 37 GHz en polarisation verticale et ff est la fraction de forêt dans le pixel. Le coefficient a été trouvé par régression linéaire entre la différence de canal et l'EEN à une densité de 300 kg/m³ et avec une taille des grains de 0.3 mm. Cet algorithme utilise le fait qu'à 18 GHz le rayonnement est peu affecté par le couvert de neige alors qu'à 37 GHz il y a une forte diffusion de volume, on retrouve donc une information sur la quantité de neige traversée par le rayonnement émis par la surface (vi). Le deuxième terme de l'équation (1) vient compenser pour l'émission de la forêt qui masque celle du couvert nival, de plus l'émissivité de la forêt à 18 et 37 GHz est semblable amenant une sous-estimation de l'équivalent en eau de la neige (vii). Un autre facteur vient compliquer l'estimation de l'EEN, le métamorphisme de la neige, qui modifie la taille des grains de neige alors que les coefficients empiriques sont calculés pour une valeur fixe. Ce changement de la taille des grains combiné avec l'accumulation de la neige au cours de l'hiver fait que le rayonnement à 37 GHz ne peut traverser l'ensemble du couvert nival et l'information provient alors seulement de sa partie supérieure. Finalement, la présence d'eau dans le couvert de neige rend impossible l'estimation de l'EEN car l'eau augmente l'émissivité de la surface et baisse la diffusion de volume (viii).

SITE D'ÉTUDE ET DONNÉES



Le site d'étude est situé dans la province de Québec entre 64.88° et 79.43° ouest et entre 45.02° et 55.03° nord. L'EEN moyen pour l'hiver 2002-2003 est de 145.8 mm et de 209.9 mm à l'hiver 2003-2004. La localisation des relevés de neige sur le terrain est indiquée à la figure 1. Les mesures effectuées à partir de stations fixes comprennent l'information sur l'EEN, la hauteur de neige et la densité. Les données acquises durant la campagne de la Baie James comprennent une information plus détaillée grâce à l'utilisation de puits à neige, les températures et l'information sur

Figure 1 Zone d'étude, province de Québec

la végétation à tous les 25 km. La couverture du sol utilisé dans cette étude est le Land cover 2000 of North America (ix). La couverture du sol des pixels analysés comprend 33% de forêts mixtes, 23 % de forêts feuillus, 20% de forêts de conifères, 9% de prairies et de champs agricoles, 8% de toundra et 7% d'eau et d'océan. À ces données, s'ajoute le produit de cartographie de l'EEN aux cinq jours à une résolution de 25 km et les températures de brillance du capteur AMSR-E, ces dernières seront utilisées pour les études subséquentes.

RÉSULTATS

La comparaison du produit de cartographie de l'équivalent en eau de la neige en ordonnée et avec les données terrains en abscisse montre une importante sous-estimation de l'équivalent en eau de la neige (voir figure 2 et 3). Nous notons aussi une absence de corrélation par les données dans les figures ayant la forme de nuage de points.

- Mesures relevés terrains EEN (mm)
- Mesures EEN de la campagne de la Baie-James (mm)

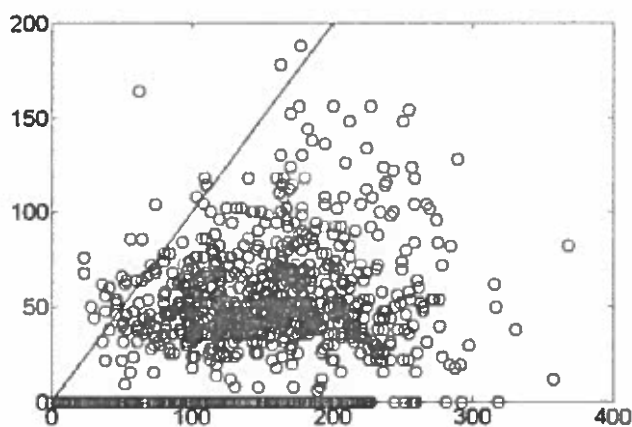


Figure 2 : Comparaison hiver 2002-2003

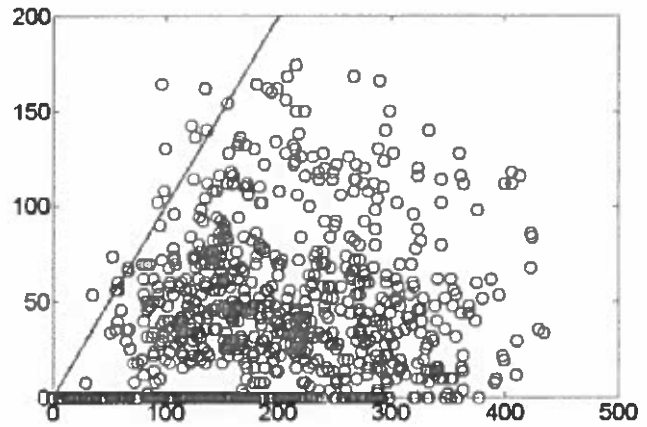


Figure 3: Comparaison hiver 2003-2004

De plus, nous pouvons remarquer que pour un nombre important de relevés, l'algorithme de AMSR-E ne détecte pas la présence de neige. Pour l'hiver 2002-2003, dans 20.8% des relevés l'algorithme n'a pas détecté la présence de neige et 23.4% des cas pour l'hiver 2003-2004. La raison pour laquelle l'algorithme ne détecte pas la neige n'est pas encore déterminée, mais la majorité de ces cas sont après le mois de mars et pour des épaisseurs de neige significatives (>25 cm). Cela pourrait donc être dû à la présence de neige mouillée, le test utilisé par l'algorithme de AMSR-E n'étant pas conçu pour la forêt boréale (viii). Pour compléter l'analyse de l'algorithme, différentes mesures de l'erreur ont été calculées après avoir omis du calcul les observations avec absence de neige. Le biais a été calculé ainsi:

$$\text{Biais} = \frac{1}{n} \sum (EEN_{\text{estimé}} - EEN_{\text{terrain}}) \quad (2)$$

Où n est le nombre d'observations. Puis, l'erreur quadratique moyenne (EQM) a été calculée après avoir enlevé le biais dans les valeurs de AMSR-E afin de vérifier si la modification éventuelle des coefficients empiriques pourrait améliorer l'algorithme:

$$EQM = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (EEN_{estimé} - EEN_{terrain})^2} \quad (3)$$

Ensuite, le coefficient de corrélation entre les données terrains et les données du capteur AMSR-E a été calculé ainsi que la précision:

$$\text{Précision} = EQM / (\overline{EEN}) \quad (4)$$

Les résultats dans le tableau 1 démontrent une erreur importante et croissante tout au long de l'hiver ainsi qu'une absence de corrélation entre EEN_terrain et EEN_AMSR_E.

Tableau 1: Résultats du calcul de l'erreur sur le produit de cartographie de l'équivalent en eau de la neige AMSR-E

	EQM sans biais (mm)	Biais (mm)	Coefficient de corrélation (r^2)	Erreur (%)	Nombre d'observations (n)
Ensemble de l'hiver 2002-2003	60.9	-100.0	0.13	38.7	693
Janvier	40.6	-65.0	0.12	25.8	447
Février	46.7	-79.2	0.34	29.7	174
Mars	62.2	-116.0	-0.11	39.5	344
Avril	64.0	-101.2	0.45	40.7	122
Mai	67.8	-51.1	-0.25	43.1	11
Ensemble de l'hiver 2003-2004	93.8	-153.8	-0.02	44.7	624
Janvier	72.4	-154.0	-0.26	34.5	59
Février	84.5	-136.7	-0.03	40.2	194
Mars	97.7	-160.9	-0.34	46.6	241
Avril	102.3	-165.1	-0.09	48.8	97
Mai	107.9	-168.8	-0.10	51.4	33

Pour expliquer les résultats de cette erreur importante, on doit d'abord savoir que les conditions de neige utilisées pour calculer la relation de l'algorithme (densité de 300 kg/m³ et taille des grains de 0.3 mm) peut être différente de celle du site d'étude. La densité initiale des précipitations estimée à environ 100 kg/m³ peut varier entre 45 et 240 kg/m³ selon les conditions météo et elle continue à se modifier tout au cours de l'hiver (i). La taille des grains connaît aussi d'importants changements dus au fort métamorphisme de gradient de température retrouvé au Québec. Pour les couverts de neige profonde, les grains peuvent atteindre jusqu'à 4 mm. De

plus, cette taille des grains est en fait moyenne car elle doit représenter la valeur de plusieurs couches avec des conditions de neige différentes. Aussi Chang et al. (vi) limitent l'applicabilité de son algorithme à des couverts de neige d'une profondeur de 1 mètre, 19.1% des observations dépassaient cette valeur en 2003-2004 et 5.9% en 2002-2003. Finalement, la couverture de sol qu'on retrouve au Québec avec la présence de forêts denses et de nombreux points d'eau, a sûrement affecté les performances de l'algorithme.

CONCLUSION

Pour conclure, on peut voir qu'un algorithme utilisant une simple différence entre le canal 18 et 37 GHz n'est pas adéquat au Québec. La couverture des sols doit être prise en compte et des relations différentes pourraient être trouvées pour chaque couverture de sols ayant une influence sur la précision de l'algorithme. Le problème de l'épaisseur de neige que nous avons mise en évidence, l'erreur plus grande quand l'épaisseur augmente, pourrait être atténué par la prise en compte du canal à 10 GHz ayant un pouvoir de pénétration plus grand. Le problème de la neige humide en fin de saison reste encore à être résolu. Le but de ces investigations sera de développer un algorithme empirique qui prenne en compte les conditions de neige et de végétation spécifique au Québec.

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier l'organisme Environnement Canada (CRYSYS) et la Fondation Canadienne pour les Sciences de l'Atmosphère et du Climat pour le financement de ce projet ainsi qu'Hydro-Québec et le Ministère de l'Environnement du Québec pour nous avoir fourni les données terrains.

RÉFÉRENCES

- i McKay, G.A., Adams & W. P., 1981. Handbook of snow : principles, processes, management and use, Chapitre 1 (Pergamon Press Canada Ltd) 776 pp.
- ii Brown, R. D., Brasnett, B. & Robinson, D., 2003. Gridded north American monthly snow depth and snow water equivalent for GCM evaluation. Atmosphere-ocean, 14: 1-14
- iii Goodison, B.E., 1989. Determination of areal snow water equivalent on the Canadian prairies using passive microwave satellite data. Dans: International Geoscience And Remote Sensing Symposium 1989, Vancouver, 1243-1246
- iv De Sève, D., 1999. Développement d'un algorithme pour cartographier l'équivalent en eau de la neige au sol dans un environnement de taïga à partir des données de micro-ondes passives du capteur SSM/I, Université du Québec, INRS-Eau, 121 p.
- v Roy, V., 2003. Détermination de l'équivalent en eau de la neige en présence d'un couvert végétal par télédétection passive dans le domaine micro-onde, Université de Sherbrooke, 100 p.

- vi Chang, A.T.C. & Rango, A., 2000. Algorithm theoretical basis document (ATBD) for the AMSR-E snow water equivalent algorithm, Goddard space flight center, 49 p.
- vii Foster, J.L., Chang, A.T.C. & Hall, D. K., 1997. Comparison of snow mass estimates from a prototype passive microwave snow algorithm, a revised algorithm and a snow depth climatology. Remote sensing of environment, 62: 132-142.
- viii Walker, A. E. & Goodison, B. E., 1993. Discrimination of a wet snow cover using passive microwave satellite data. Annals of glaciology, 17: 307-311.
- ix Latifovic, R., Zhu, Z., Cihlar, J. & Giri, C., 2002. Land cover of North America 2000, Natural Resources Canada, Canada Center for Remote Sensing, US Geological Service EROS Data Center